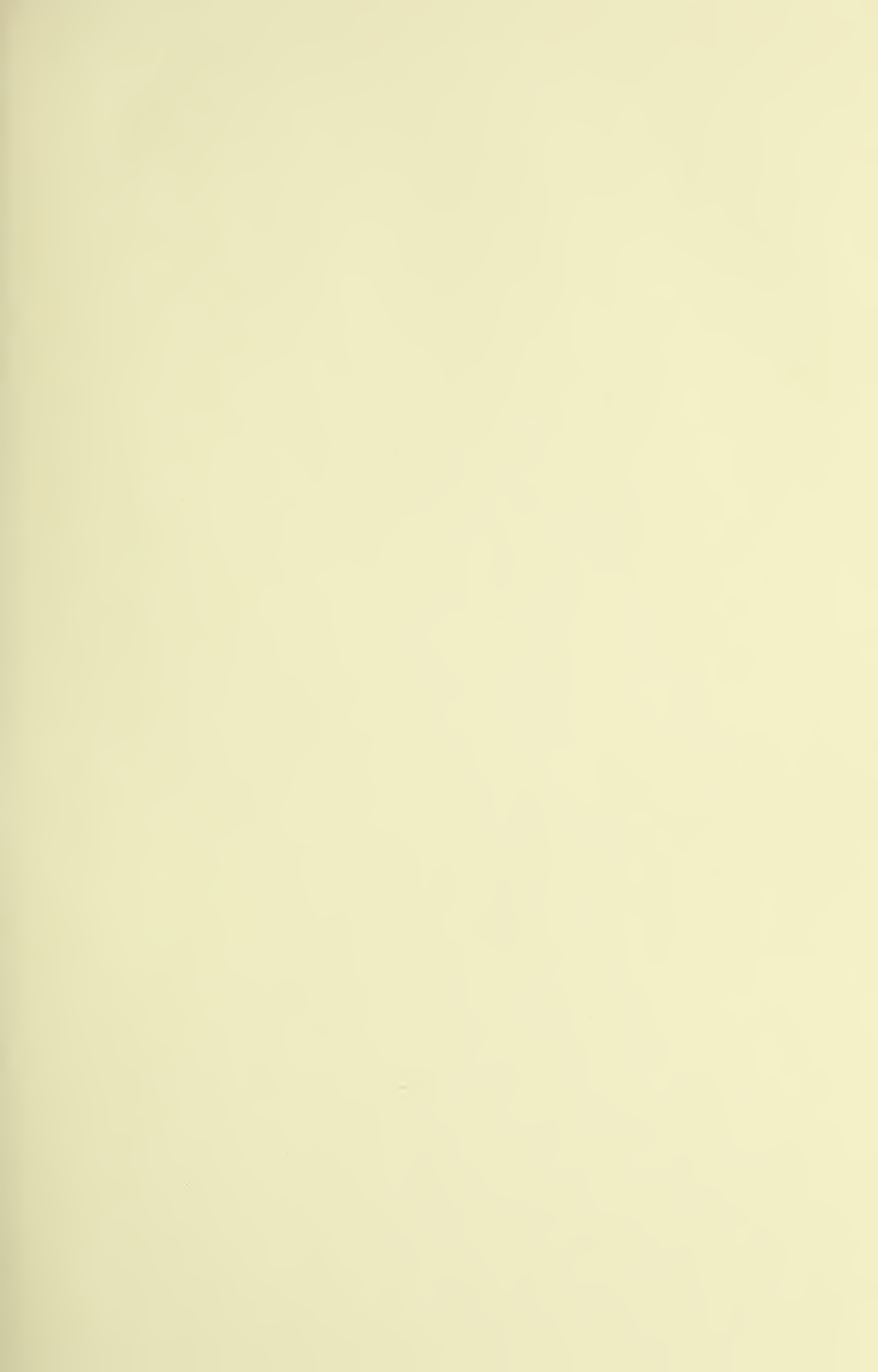
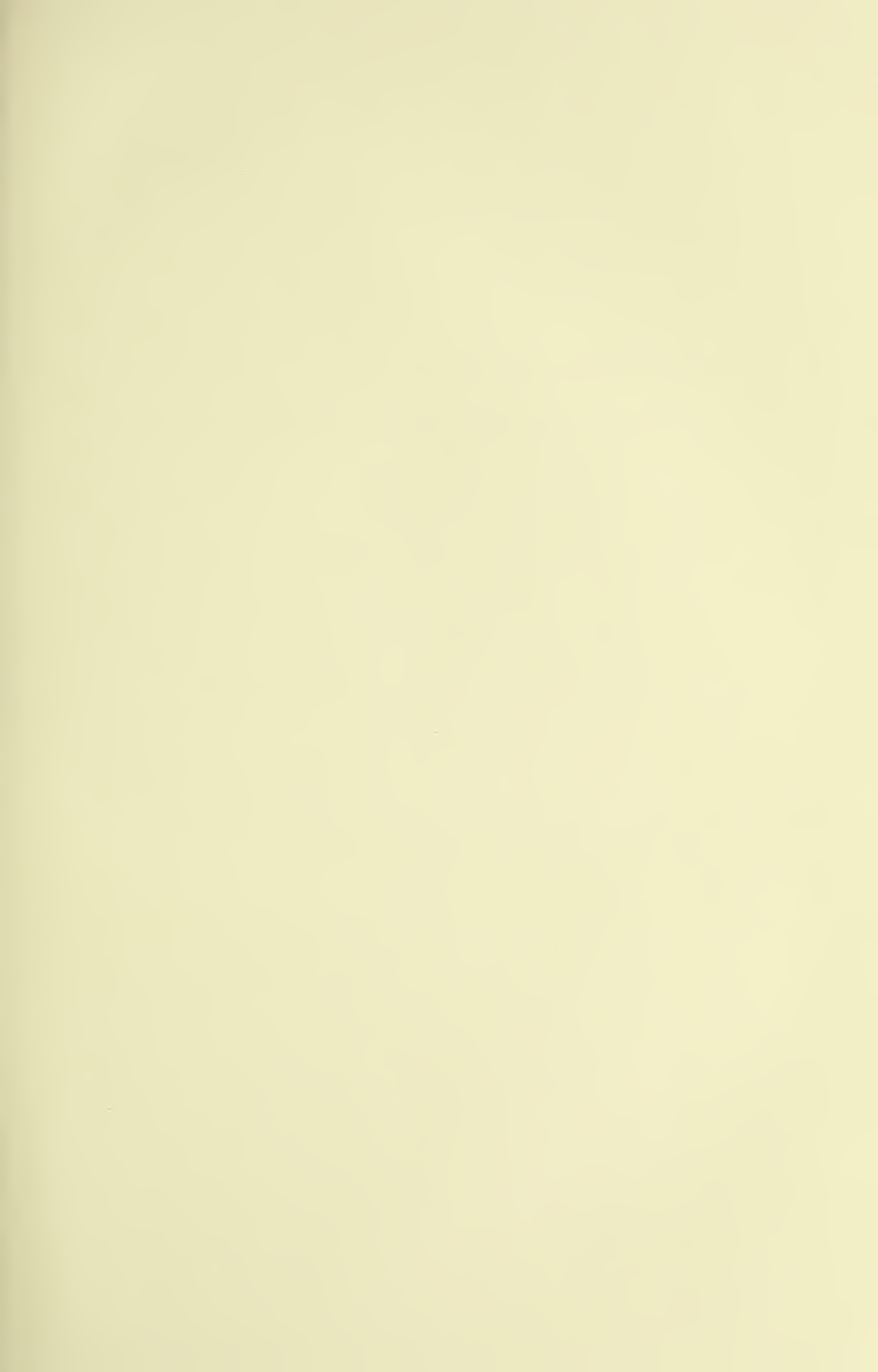














Jahrbuch

der

Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie

zu

Berlin

für das Jahr

1897.

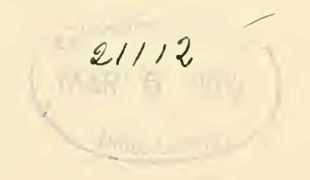
Band XVIII.

Berlin.

Im Vertrieb bei der Simon Schropp'schen Hof-Landkartenhandlung

(J. H. Neumann).

1898.





Inhalt.

I.

Mittheilungen aus der Anstalt.

II.

Abhandlungen von Mitarbeitern der Königl. geologischen Landesanstalt.

Abhandlungen von ausserhalb der Königl. geologischen Landesanstalt stehenden Personen.

I.

Mittheilungen aus der Anstalt.



1.

Bericht über die Thätigkeit der Königlichen geologischen Landesanstalt im Jahre 1897.

I. Die Aufnahmen im Gebirgslande.

1. Der Harz.

Im Mittelharz setzte Landesgeologe Dr. KOCH die Aufnahme des Blattes Elbingerode (G. A. 56; 15) fort und führte zur Ermittelung der Altersstellung der kalkreichen Schieferzonen bei Wernigerode Begehungen im westlichen Theil des Blattes Wernigerode aus (G. A. 56; 9).

Im Oberharz wurde von demselben der ihm zur Aufnahme überwiesene südöstliche Theil des Blattes Zellerfeld (G. A. 56; 7) kartirt und im nördlichen Theil dieses Blattes die Aufnahme der Devonablagerungen am Adenberg bei Oker in Gemeinschaft mit Bezirksgeologen Dr. BEUSHAUSEN einer Schlussrevision unterzogen.

Bezirksgeologe Dr. BEUSHAUSEN kartirte auf Blatt Zellerfeld (G. A. 56; 7) das Culmgebiet zu beiden Seiten der Oker nördlich des Schulenberger Gangzuges und brachte darauf durch eine Schlussbegehung des Devons den ihm übertragenen Theil des Blattes zum Abschluss. Sodann begann er die Revision des Blattes St. Andreasberg (Braunlage) (G. A. 56; 14).

Professor Dr. KLOCKMANN brachte die Revision der ihm übertragenen Antheile der Blätter Zellerfeld und Riefensbeck sowie des südlich des Lautenthaler Gangzuges liegenden Theiles des Blattes Seesen zum Abschluss (G. A. 56; 7, 13. 55; 12).

Landesgeologe Professor Dr. EBERT setzte die Aufnahme des Blattes Osterwieck fort (G. A. 56; 3).

Geheimer Bergrath Professor Dr. von Koenen beendigte die Revision der Blätter Gr. Freden, Einbeck und Jühnde (G. A. 55; 4, 10, 33), bei dem erstgenannten in Gemeinschaft mit dem Bezirksgeologen Dr. Müller, brachte diejenige des Blattes Dransfeld (G. A. 55; 27) dem Abschluss nahe und setzte die Aufnahme der Blätter Salzhemmendorf, Gronau, Sibesse, Hardegsen, Alfeld und Lamspringe fort (G. A. 41; 56, 57, 58. 54; 21, 3, 5).

2. Thüringen.

Professor Dr. Scheibe förderte die zur Erläuterung des Blattes Brotterode (G. A. 70; 7) nothwendigen Begehungen im krystallinischen Grundgebirge soweit, dass sie im nächsten Jahre abgeschlossen werden können.

Durch eine mit Professor Dr. Bücking gemeinsam unternommene Begehung des Grenzgebiets der Blätter Schmalkalden und Brotterode (G. A. 70; 13, 7) wurde der Anschluss letzterer sichergestellt und Uebereinstimmung in der Auffassung und Darstellung des Gneisses im nordwestlichen Thüringer Wald erzielt.

Bezirksgeologe Dr. Zimmermann beendete die Aufnahme des Blattes Lehesten (G. A. 71; 31) und führte diejenige der Blätter Lobenstein und Hirschberg (G. A. 71; 32, 33) soweit, dass sie im nächsten Jahre wird abgeschlossen werden können.

Derselbe führte die Untersuchung der Aufschlüsse an der Eisenbahnlinie Camburg-Zeitz aus.

Bergrath Frantzen setzte die Aufnahme der Blätter Treffurt und Langula fort (G. A. 55; 54. 56; 49).

3. Die Provinz Hessen-Nassau.

Professor Dr. Beyschlag beendete die Aufnahme der Blätter Cassel und Oberkaufungen (G. A. 55; 38, 44) und führte diejenige des Blattes Wilhelmshöhe (G. A. 55; 37) in Gemeinschaft mit Dr. Blanckenhorn ihrem Abschlusse nahe.

Bezirksgeologe Dr. Denckmann brachte im Gebiete des Kellerwaldes die Aufnahme des Blattes Rosenthal (G. A. 68; 4) zum Abschluss und diejenige der Blätter Kellerwald und Gilserberg (G. A. 54; 59. 68; 5) der Abschliessung nahe.

Major a. D. Dr. von Seyfried begann die Aufnahme des Blattes Schlüchtern (G. A. 69; 38).

Professor Dr. HOLZAPFEL führte die Aufnahme der Blätter St. Goar, St. Goarshausen, Caub-Bacharach und Pressberg (G. A. 67; 51, 57, 58) vorbehaltlich einer Schlussrevision zu Ende.

4. Die Rheinprovinz.

Derselbe setzte die Aufnahmearbeit in der Gegend von Aachen fort.

Landesgeologe GREBE führte die Aufnahme der Blätter St. Vith und Recht (G. A. 65; 47, 41) weiter.

Bezirksgeologe Dr. LEPPLA schloss die Revision der Blätter Wittlich und Neumagen ab (G. A. 80; 4, 10), und untersuchte die neueren Aufschlüsse im Saargebiete.

Landesgeologe Dr. LORETZ führte die Kartirung der Blätter Iserlohn (G. A. 53; 39) und Hagen (G. A. 53; 37) weiter und begann sie innerhalb der Blätter Schwerte und Menden (G. A. 53; 32, 33).

5. Provinz Westfalen.

Ausserdem wurden von demselben, zur Vergleichung der mittel- und oberdevonischen Schichten im Kartirungsgebiete mit ihrem Verhalten weiterhin, eine Reihe von Excursionen im anschliessenden Verbreitungsgebiete der genannten Schichten namentlich im westfälischen Sauerlande ausgeführt.

Landesgeologe Dr. DATHE vollendete die Aufnahme des Blattes Wünschelburg (G. A. 76; 25), brachte das Blatt Neurode (G. A. 76; 26) dem Abschluss nahe und revidirte die älteren Aufnahmen des Rothliegenden und Carbons mit Rücksicht auf deren Neugliederung auf den Blättern Rudolfswaldau und Langenbielau.

6. Provinz Schlesien.

II. Die Aufnahmen im Flachlande.

Geheimer Bergrath Professor BERENDT setzte in der von Revisionsreisen nicht beanspruchten Zeit die Aufnahme des Blattes Zehden fort und brachte dasselbe unter Benutzung der die Westhälfte des Blattes umfassenden Probeaufnahme des Dr. KORN zum Abschluss. Ausserdem stellte derselbe das schon früher mit Hülfe des Dr. GAGEL aufgenommene Blatt Wölsickendorf nunmehr druckfertig (G. A. 45; 12, 16).

7. Provinz Brandenburg.

Bezirksgeologe Dr. SCHRÖDER beendete die Aufnahme des Blattes Mohrin und begann sodann ein aus 6 Blättern bestehendes

Arbeitsgebiet in der Soldiner Gegend mit der Bearbeitung des Blattes Soldin, welches dem Abschluss nahe gebracht wurde (G. A. 46; 7, 4).

Hülfsgeologe Dr. KRUSCH stellte das Blatt Schönfliess fertig und begann sodann die Aufnahme der Blätter Schildberg und Wartenberg (G. A. 46; 2, 3 und 8).

Hülfsgeologe Dr. MICHAEL setzte die Aufnahme der im Vorjahre begonnenen Blätter Schwochow und Beyersdorf fort und stellte dieselben fertig (G. A. 29; 51, 57).

Kulturtechniker Dr. WÖLFER brachte die Aufnahme des Blattes Tamsel dem Abschlusse nahe und führte einen Theil der Schlussbegehung der Blätter Bärwalde, Fürstenfelde und Quartschen aus (G. A. 46; 13, 14, 20, 21).

Dr. KORN nahm zunächst die Westhälfte des Blattes Zehden als Probearbeit auf (siehe oben G. A. 45; 12) und ging sodann auf Blatt Vietz über, das zur Hälfte fertig gestellt wurde (G. A. 46; 22).

Bezirksgeologe Dr. SCHRÖDER führte in Gemeinschaft mit Dr. WÖLFER eine Begehung der Terrassen und Beckensande zwischen Soldin, Landsberg a/W. auf den in Arbeit befindlichen Blättern aus.

8. Provinz Pommern.

Landesgeologe Dr. KEILHACK nahm eine Schlussbegehung der Blätter Münchendorf und Gollnow vor, durch welche die Terrassenverhältnisse klar gestellt wurden und bearbeitete die Blätter Pölitz und Gr. Stepenitz (G. A. 29; 21, 27, 20, 26).

Hülfsgeologe Dr. SCHMIDT brachte die Aufnahme des Blattes Schwessow zum Abschluss, begann und vollendete sodann diejenige der Blätter Paulsdorf und Pribbernow und ging schliesslich auf das Blatt Gülzow über (G. A. 29; 11, 14, 15, 10).

9. Provinz Posen.

Landesgeologe Professor WAHNSCHAFFE beendete die Aufnahme der Blätter Obornik und Lukowo (G. A. 48; 21, 22) und führte in Gemeinschaft mit Dr. KÜHN und Dr. MAAS eine Schlussbegehung der sämmtlichen abgeschlossenen Blätter der Umgegend von Posen aus (G. A. 48; 27, 28, 33, 34, 39, 40).

Hülfsgeologe Dr. MAAS beendete die Aufnahme des Blattes

Gurtschin und stellte durch eine Schlussbegehung das Blatt Dombrowka druckfertig (G. A. 48; 40, 39).

Hülfsgeologe Dr. KÜHN führte, nach einer Schlussbegehung des bereits im Stich befindlichen Blattes Posen (G. A. 48; 34), die Aufnahme der Blätter Lukowo und Murowana-Goslin zu Ende und brachte diejenige des Blattes Schocken dem Abschlusse nahe (G. A. 48; 22, 23, 29).

Geheimrath BERENDT und Professor WAHNSCHAFFE stellten durch eine gemeinschaftliche Bereisung des Warthe- und Netze-Thales die hier zu unterscheidenden Terrassen fest. An derselben nahmen längs des unteren Flusslaufes bis in die Gegend von Wronka und Kolmar Dr. SCHRÖDER, oberhalb genannter Orte Dr. KÜHN und Dr. MAAS Theil.

10. Provinz Westpreussen.

Professor Dr. JENTZSCH bearbeitete die Blätter Stadt Graudenz und Okonin und begann nach Fertigstellung derselben die Aufnahme des Blattes Linowo (G. A. 33; 33, 34, 35).

Professor Dr. GRUNER begann im Monat August die Bearbeitung des Blattes Briesen, stellte dasselbe fertig und begann die Aufnahme des Blattes Gollub, dessen südliche Hälfte bis auf eine Schlussbegehung fertig gestellt wurde (G. A. 33; 46, 53).

Hülfsgeologe Dr. ZEISE brachte die im Vorjahre begonnenen Blätter Oliva und Weichselmünde zum Abschluss (G. A. 16; 32, 39).

Dr. WOLFF führte zunächst als Probearbeit die Aufnahme der Nordhälfte des Blattes Praust aus und brachte dasselbe durch Bearbeitung auch der Südhälfte sodann zum Abschluss (G. A. 16; 44).

Hülfsgeologe Dr. MAAS begann und vollendete die Aufnahme des Blattes Tuchel (G. A. 32; 28).

11. Provinz Ostpreussen.

Professor Dr. KLEBS vollendete die Aufnahme des Blattes Gr. Schöndamerau, begann und beendete diejenige des Blattes Gr. Schiemanen und stellte durch Schlussbegehungen die 11 östlichen Blätter des Ortelsburger Arbeitsgebietes Gr. Schöndamerau, Theerwisch, Babienten, Ortelsburg, Olschienen, Schwentainen, Gr. Schiemanen, Lipowitz, Liebenberg, Willenberg und Gr. Leschinen druckfertig (G. A. 35; 22/24, 28/30, 34/36, 40/41).

Sodann untersuchte er die neuen Aufschlüsse in den Einschnitten der Eisenbahnlinien Rothfliess-Rudczany und Sensburg-Rastenburg.

Hülfsgeologe Dr. SCHULTE begann die Aufnahme der Blätter Steinort und Kutten und brachte ersteres dem Abschluss nahe (G. A. 19; 51, 52).

Hülfsgeologe Dr. KAUNHOWEN stellte durch eine Schlussrevision das Blatt Babienten druckfertig und begann die Aufnahme des Blattes Rosengarten (G. A. 35; 24 und 19, 50).

Bezirksgeologe Dr. MÜLLER stellte durch eine Schlussbegehung Blatt Gr. Bartelsdorf druckfertig, vollendete die Aufnahme des Blattes Mensguth und begann diejenige des Blattes Wartenburg (G. A. 35; 15, 16, 9).

Hülfsgeologe Dr. GAGEL bearbeitete die Blätter Muschaken und Reuschwerder, stellte letzteres fertig und brachte ersteres dem Abschlusse nahe (G. A. 35; 38, 39).

Stand der Publicationen.

Im Laufe des Jahres sind zur Publication gelangt:

A. Karten.

1. Lief. LXIII, enthaltend die Blätter Schönberg, Morscheid, Oberstein, Buhlenberg . . 4 Blätter.
2. Lief. LXXIV. Gegend von Pollnow. Die zu dieser Lieferung gehörenden bisher noch nicht gedruckten Bohrkarten sind fertig gestellt und publicirt.
3. Lief. LXXVII, enthalten die Blätter Windecken, Hüttengesäss, Hanau, Gr. Krotzenburg . . . . 4 »
4. Lief. LXXXIII, enthaltend die Blätter Lanzig, Vitte, Saleske, Rügenwalde, Grupenhagen, Peest . . . . 6 »
5. Lief. LXXXVIII, enthaltend die Blätter Wargowo, Owinsk, Sady, Posen . . . . 4 »

Latus 18 Blätter.

	Transport	18 Blätter.
6. Lief. LXXXIX, enthaltend die Blätter Greifenhagen, Woltin, Fiddichow, Bahn . . .		4 »
	zusammen	22 Blätter.
Es waren publicirt		394 »
Mithin sind im Ganzen		416 Blätter

publicirt. In der 2. Auflage ist ferner das Blatt Gera fertig gestellt und publicirt worden.

Was den Stand der noch nicht publicirten Kartenarbeiten betrifft, so ist derselbe gegenwärtig folgender:

1. In der lithographischen Ausführung sind nahezu beendet:

Lief. LXIV, Gegend von Ilmenau . .	6 Blätter.
Lief. LXVII, Gegend von Stettin . . .	6 »
Lief. LXXVI, Gegend von Angermünde	6 »
Lief. LXXX, Gegend von Oderberg . .	6 »
Lief. LXXXV, Gegend von Freystadt (Westpr.)	4 »
zusammen	28 Blätter.

2. In der lithographischen Ausführung begriffen sind:

Lief. LII, Gegend von Halle a/S. . . .	7 Blätter.
Lief. LXIX, Gegend von Kyritz . . .	6 »
Lief. LXXIX, Gegend von Bernkastel .	6 »
Lief. LXXXI, Gegend von Freienwalde	5 »
Lief. LXXXIV, Gegend von Ortelsburg	6 »
Lief. LXXXVI, Gegend von Garnsee .	4 »
Lief. LXXXVII, Gegend von Woldegk-Gandenitz	5 »
zusammen 1. u. 2.	67 Blätter.

3. In der geologischen Aufnahme fertig, jedoch noch nicht zur Publication in Lieferungen abgeschlossen	131 »
4. In der geologischen Bearbeitung begriffen .	168 »
Es sind mithin einschliesslich der publicirten Blätter in der Anzahl von	416 »
im Ganzen	782 Blätter

zur Untersuchung gelangt.

B. Abhandlungen.

1. Neue Folge. Heft 22. E. Dathe, Das Schlesisch-sudetische Erdbeben vom 11. Juni 1895. Mit 1 Karte.
2. Neue Folge. Heft 26. K. Keilhack, E. Zimmermann und R. Michael, Verzeichniss von auf Deutschland bezüglichen geologischen Schriften- und Karten-Verzeichnissen.
3. Neue Folge. Heft 27. R. Wagner, Der Muschelkalk von Jena.
4. Neue Folge. Heft 28. G. Berendt und F. Kaunhowen, Der tiefere Untergrund Berlins.

Ausserdem sind noch folgende Abhandlungen im Druck und in der Lithographie befindlich:

1. Neue Folge. Heft 9. Beyschlag und Potonié, Ueber das Rothliegende des Thüringer Waldes. Theil I: Zur Geologie des Thüringer Rothliegenden von F. Beyschlag.
2. Neue Folge. Heft 18. H. Schröder, Die Säugethierfauna des Mosbacher Sandes.
3. Neue Folge. Heft 24. A. von Koenen, Die Mollusken des Norddeutschen Neocom.
4. Neue Folge. Heft 25. G. Müller, Die Mollusken des Unter-Senon von Braunschweig und Ilsede.

C. Jahrbuch

der Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie für das Jahr 1896.

Nach dem Berichte für das Jahr 1896 betrug die Gesammtzahl der im Handel debitirten Kartenblätter . . 35520 Blätter.

Im Jahre 1897 wurden verkauft:

von Lief.	I,	Gegend von	Nordhausen .	32 Bl.	
»	II,	» »	Jena . . .	45 »	
»	III,	» »	Bleicherode .	37 »	
					114 Blätter.
				Latus	35634 Blätter.

Transport 35 634 Blätter.

von Lief.	IV,	Geg.	von	Erfurt . . .	16	Bl.
» »	V,	»	»	Petersberg . .	16	»
» »	VI,	»	»	Saarbrücken I. Theil . .	35	»
» »	VII,	»	»	Saarbrücken II. Theil . .	53	»
» »	VIII,	»	»	Riechelsdorf .	51	»
» »	IX,	»	des	Kyffhäusers .	86	»
» »	X,	»	von	Saarburg . .	14	»
» »	XI,	»	»	Nauen . . .	5	»
» »	XII,	»	»	Naumburg a. S.	35	»
» »	XIII,	»	»	Gera	46	»
» »	XIV,	»	»	Berlin NW. .	6	»
» »	XV,	»	»	Wiesbaden . .	33	»
» »	XVI,	»	»	Mansfeld . .	21	»
» »	XVII,	»	»	Triptis . . .	19	»
» »	XVIII,	»	»	Eisleben . . .	44	»
» »	XIX,	»	»	Querfurt . .	69	»
» »	XX,	»	»	Berlin S. . .	21	»
» »	XXI,	»	»	Frankfurt a. M.	25	»
» »	XXII,	»	»	Berlin SW. .	9	»
» »	XXIII,	»	»	Ermschwerdt .	35	»
» »	XXIV,	»	»	Tennstedt . .	8	»
» »	XXV,	»	»	Mühlhausen .	3	»
» »	XXVI,	»	»	Berlin SO. . .	17	»
» »	XXVII,	»	»	Lauterberg a. H.	21	»
» »	XXVIII,	»	»	Rudolstadt . .	21	»
» »	XXIX,	»	»	Berlin NO. . .	14	»
» »	XXX,	»	»	Eisfeld in Thür.	31	»
» »	XXXI,	»	»	Limburg . .	19	»
» »	XXXII,	»	»	Gardelegen . .	16	»
» »	XXXIII,	»	»	Schillingen . .	19	»
» »	XXXIV,	»	»	Nassenheide .	1	»

809 Blätter.

Latus 36 443 Blätter.

Transport 36443 Blätter.

von	Lief.	XXXV,	Geg.	von	Rathenow . .	9	Bl.
»	»	XXXVI,	»	»	Hersfeld . . .	109	»
»	»	XXXVII,	»	»	Meiningen . .	52	»
»	»	XXXVIII,	»	»	Stendal . . .	2	»
»	»	XXXIX,	»	»	Gotha . . .	28	»
»	»	XL,	»	»	Saalfeld i. Thür.	15	»
»	»	XLI,	»	»	Selters . . .	48	»
»	»	XLII,	»	»	Tangermünde .	16	»
»	»	XLIII,	»	»	Marienwerder .	3	»
»	»	XLIV,	»	»	Ems	25	»
»	»	XLV,	»	»	Melsungen . .	56	»
»	»	XLVI,	»	»	Birkenfeld . .	16	»
»	»	XLVII,	»	»	Heilsberg . .	10	»
»	»	XLVIII,	»	»	Burg	4	»
»	»	XLIX,	»	»	Bieber . . .	25	»
»	»	L,	»	»	Trier	19	»
»	»	LI,	»	»	Oberweiss . .	13	»
»	»	LIII,	»	»	Eberswalde . .	1	»
»	»	LV,	»	»	Schwarzburg .	44	»
»	»	LVI,	»	»	Hildburghausen	26	»
»	»	LVII,	»	»	Greiz	16	»
»	»	LVIII,	»	»	Templin . . .	24	»
»	»	LIX,	»	»	Neustettin . .	1	»
»	»	LX,	»	»	Heldburg . .	12	»
»	»	LXI,	»	»	Bartenstein . .	15	»
»	»	LXII,	»	»	Göttingen . .	53	»
»	»	LXVI,	»	»	Prenzlau . . .	316	»
»	»	LXVIII,	»	»	Wilsnack . .	8	»
»	»	LXXI,	»	»	Nörten . . .	78	»
»	»	LXXII,	»	»	Coburg . . .	5	»
»	»	LXXIII,	»	»	Müncheberg .	10	»
»	»	LXXIV,	»	»	Bublitz . . .	3	»

(und ausserdem 28 Bohrkarten besonders.)

1062 Blätter.

Latus 37505 Blätter.

			Transport	37 505 Blätter.
von Lief. LXXV,	Geg. von Rössel . . .	219 Bl.		
» » LXXXII,	» » Schlawe . . .	162 »		
» » LXXXIII,	» » Rügenwalde .	135 »		
				516 Blätter,

so dass im Ganzen durch den Verkauf debitirt sind: 38 021 Blätter.

Von den Abhandlungen zur geologischen Specialkarte etc. sind verkauft worden:

Band I,	Heft	1.	(Eck, Rüdersdorf und Umgegend)	2	Exempl.
» »	»	4.	(Meyn, Insel Sylt)	5	»
» II,	»	1.	(Weiss, Steinkohlen-Calamarien I)	1	»
» »	»	2.	(Orth, Rüdersdorf und Umgegend)	5	»
» »	»	4.	(Kayser, Devon-Ablagerungen) .	2	»
» III,	»	1.	(Weiss, Flora des Rothliegenden von Wünschendorf)	1	»
» »	»	2.	(Laufer u. Wahnschaffe, Boden-Untersuchungen)	5	»
» »	»	3.	(Meyn, Schleswig-Holstein) . . .	4	»
» »	»	4.	(Schütze, Niederschles. Steinkohlenbecken)	3	»
» IV,	»	1.	(Schlüter, Echiniden)	2	»
» »	»	4.	(Speyer, Bivalven des Casseler Tertiär)	3	»
» V,	»	1.	(Roemer, Die geologischen Verhältnisse von Hildesheim)	1	»
» »	»	2.	(Weiss, Steinkohlen-Calamarien II)	1	»
» »	»	3.	(Laufer, Die Werder'schen Weinberge)	2	»
» »	»	4.	(Liebe, Ostthüringen)	3	»
» VI,	»	1.	(Beushausen, Spiriferensandstein) .	4	»
» »	»	2.	(Blankenhorn, Trias der Eifel) .	2	»
» VII,	»	1.	(Wahnschaffe, Umgegend von Magdeburg)	6	»

Bd. VII, Heft 2.	(Berendt, Märkisch-Pommersches Tertiär)	4	Exempl.
» VIII, » 1.	(Berendt und Dames, Umgegend von Berlin)	6	»
» » » 4.	(Schlüter, Anthozoen)	1	»
» IX, » 1.	(Ebert, Echiniden)	2	»
» » » 3.	(Frech, Aviculiden)	2	»
» » » 4.	(Kinkelin, Wetterau)	3	»
» X, » 1—7.	(von Koenen, Unter-Oligocän)	7	»
Neue Folge. Heft 1.	(Kayser, Hauptquarzit) . .	1	Exempl.
» » » 2.	(Sterzel, Sigillarien) . . .	1	»
» » » 5.	(Schlüter, Echiniden) . .	1	»
» » » 7.	(Uthemann, Braunkohlen-Lagerstätten am Meissner)	2	»
» » » 8.	(von Reinach, Das Rothliegende in der Wetterau)	8	»
» » » 11.	(Wölfer, Geolog. Specialkarte u. Bodeneinschätzung)	10	»
» » » 12.	(Bücking, Der nordwestliche Spessart)	7	»
» » » 13.	(Dathe, Umgegend von Salzbrunn)	10	»
» » » 14.	(Keilhack, Zusammenstellung von geolog. Schriften)	3	»
» » » 16.	(Holzapfel, Mitteldevon im rheinischen Gebirge) . .	2	»
» » » 17.	(Beushausen, Lamellibranchiaten)	3	»
» » » 19.	(Ebert, Tiefbohrungen in Oberschlesien)	7	»
» » » 20.	(Wahnschaffe, Umgegend von Buckow)	4	»
» » » 21.	(Potonié, Floristische Gliederung des deutschen Carbon und Perm)	3	»
» » » 22.	(Dathe, Das schlesisch-sudetische Erdbeben)	44	»

Neue Folge. Heft 26. (KEILHACK und MICHAEL, Geologisches Literatur-Verzeichniss)	41	Exempl.
» » » 27. (WAGNER, Muschelkalk von Jena)	39	»
» » » 28. (BERENDT, Der tiefere Untergrund Berlins)	41	»
Von den Jahrbüchern der geologischen Landesanstalt und Bergakademie wurden verkauft . . .	60	»

Von den sonstigen Karten und Schriften wurden verkauft:

Höhenschichtenkarte des Harzgebirges	4	Exempl.
Geologische Uebersichtskarte des Harzgebirges . .	12	»
WEISS, Flora der Steinkohlenformation	35	»
LOSSEN und DAMES, Karte der Umgegend von Thale	8	»
Geologische Karte der Stadt Berlin	15	»
Höhenschichtenkarte des Thüringer Waldes . . .	13	»
Geologische Uebersichtskarte des Thüringer Waldes	102	»

2.
Arbeitsplan der Königlichen geologischen Landesanstalt für das Jahr 1898.

I. Die Aufnahmen im Gebirgslande.

1. Der Harz und seine Umgebung.

Landesgeologe Dr. KOCH wird in Gemeinschaft mit dem Bezirksgeologen Dr. BEUSHAUSEN den südöstlich des Bruchberg-Ackerberges liegenden Antheil des Blattes Riefensbeek aufnehmen (G. A. 56; 13)[1]). Ausserdem wird er die Altersstellung der in der Nähe der Grenze der Blätter Zellerfeld und Harzburg (G. A. 56; 7, 8) auftretenden Diabase, insbesondere durch Untersuchungen am Spitzenberge auf letzterem Blatte, zu bestimmen suchen.

Professor Dr. KLOCKMANN wird in dem Blatte Seesen (G. A. 55; 12) die Aufnahme des nördlich des Lautenthaler Gangzuges liegenden Theiles zum Abschluss bringen und ausserdem die Bearbeitung des ihm übertragenen Theiles des Blattes Osterode (G. A. 55; 18) zu Ende führen.

Bezirksgeologe Dr. BEUSHAUSEN wird nach Beendigung der mit Landesgeologen Dr. KOCH zu bewirkenden Aufnahme in Blatt Riefensbeek und Ergänzung einiger kleiner Lücken auf Blatt Zellerfeld (G. A. 56; 7) die Revisionsarbeiten in Blatt Andreasberg (früher Braunlage) (G. A. 56; 14) weiterführen.

---

[1]) Gradabtheilung 56, Blatt 13.

Von dem Blatte Osterode, welches mit den Blättern Seesen, Zellerfeld und Riefensbeek in diesem Jahre fertiggestellt werden soll, wird Hülfsgeologe Dr. ZEISE nach Beendigung des Blattes Danzig die Quartärbildungen in dem westlichen und südwestlichen nicht hercynischen Theil des Blattes bearbeiten (G. A. 55; 18).

Im nördlichen Vorlande des Harzes wird Landesgeologe Professor Dr. EBERT die Aufnahme des Blattes Osterwieck abschliessen (G. A. 56; 3).

Westlich des Harzes wird Geheimer Bergrath Professor VON KOENEN die Aufnahme des Blattes Dransfeld beenden (G. A. 55; 27) und die der Blätter Salzhemmendorf, Gronau, Sibesse, Bockenem, Alfeld, Lamspringe, Dassel und Hardegsen fortsetzen (G. A. 41; 56, 57, 58, 59. 55; 3, 5, 9, 21).

2. Thüringen.

Professor Dr. SCHEIBE wird die Revision des Blattes Brotterode beenden und dasselbe druckfertig herstellen (G. A. 70; 7).

Professor Dr. BEYSCHLAG wird eine Revision des Blattes Schwarza (G. A. 70; 20) und des Grenzgebietes der Blätter Salzungen und Brotterode (G. A. 69; 12. 70; 7) vornehmen.

Bezirksgeologe Dr. ZIMMERMANN wird die Blätter Lehesten, Lobenstein und Hirschberg (G. A. 71; 31, 32, 33) druckfertig herstellen und eine Revision des mit diesen zusammen zu veröffentlichenden Blattes Schleiz (G. A. 71; 27) ausführen.

Derselbe wird die Aufschlüsse in den neuen Eisenbahnlinien Naumburg-Deuben und Deuben-Corbetha untersuchen.

Bergrath FRANTZEN wird die Aufnahme der Blätter Treffurt und Langula zum Abschluss bringen (G. A. 55; 54. 56; 49).

3. Provinz Hessen-Nassau.

a. Regierungsbezirk Cassel.

Professor Dr. BEYSCHLAG wird die Blätter Wilhelmshöhe und Besse in der Aufnahme vollenden und sie sowie die angrenzenden Blätter Cassel und Kaufungen (G. A. 55; 37, 38, 43, 44) druckfertig herstellen.

Bezirksgeologe Dr. Denckmann wird im Kellerwaldgebiete das Blatt Frankenau (G. A. 54; 58) abschliessen und alsdann durch eine Schlussrevision die mit diesem zusammen zu veröffentlichenden Blätter Kellerwald, Rosenthal und Gilserberg zum Drucke fertigstellen (G. A. 54; 59. 68; 4, 5).

Major a. D. von Seyfried wird die Aufnahme des Blattes Schlüchtern weiterführen (G. A. 69; 38).

b. Regierungsbezirk Wiesbaden.

Professor Dr. Kayser wird die Aufnahme der Blätter Dillenburg und Tringenstein zum Abschluss zu bringen suchen (G. A. 67; 18. 68; 13).

Professor Dr. Holzapfel wird die Aufnahme der Blätter Merenberg, Weilburg, Braunfels, Wetzlar und Weilmünster (G. A. 67; 30, 36. 68; 25, 26, 31) weiterführen.

4. Die Rheinprovinz.

Landesgeologe Grebe wird die Aufnahme der Blätter Recht und Sct. Vith im Kreise Malmedy (G. A. 65; 41, 47) beenden.

Bezirksgeologe Dr. Leppla wird nach Beendigung der Untersuchungen im oberen Oderstromgebiet die Aufnahme der Blätter Gemünden, Kirn und Baumholder im Nahe-Gebiet beginnen (G. A. 81; 7, 13, 19).

Professor Dr. Holzapfel wird die Aufnahme der Blätter Herzogenrath, Aachen, Stolberg und Eupen weiterführen (G. A. 65; 11, 17, 18, 23).

5. Provinz Westphalen.

Landesgeologe Dr. Loretz wird die Arbeiten im Mitteldevongebiet der Lenne-Gegend von Iserlohn aus (G. A. 53; 39) fortsetzen und die dazu erforderlichen Vergleichsbegehungen ausführen.

6. Provinz Schlesien.

Landesgeologe Dr. Dathe wird die Aufnahme der Blätter Rudolfswaldau, Langenbielau, Wünschelburg und Neurode druckfertig herstellen (G. A. 76; 19, 20, 25, 26).

Bezirksgeologe Dr. LEPPLA wird in dem oberen Oderstromgebiet geologische Untersuchungen zur Vorbereitung von Regulirungsarbeiten ausführen.

II. Die Aufnahmen im Flachlande
mit besonderer Berücksichtigung der agronomischen Verhältnisse.

7. Hannover.

Landesgeologe Dr. SCHRÖDER wird unter Hülfeleistung des neu eintretenden Dr. MONKE ein aus den Messtischen Stade, Hagen und Horneburg und dem linkselbischen Theile des Blattes Uetersen bestehendes Aufnahmegebiet in Angriff nehmen (G. A. 24; 19, 20, 25, 26).

Bezirksgeologe Dr. MÜLLER wird nach Abschluss seiner Aufnahmen in Ostpreussen ein neues Arbeitsgebiet mit der Aufnahme der Blätter Artlenburg, Lauenburg und Lüneburg beginnen (G. A. 25; 37, 38, 43).

8. West-Priegnitz.

Landesgeologe Professor Dr. WAHNSCHAFFE wird ein aus 6 Blättern bestehendes Arbeitsgebiet in der Gegend von Lenzen an der Elbe in Angriff nehmen (G. A. 26; 49/51 55/57 einschliesslich des preussischen Antheils der Blätter 44/45).

9. Neumark.

Landesgeologe Dr. SCHRÖDER wird Blatt Soldin zum Abschluss bringen (G. A. 46; 4) und dabei den neu eintretenden Dr. MONKE in die Aufnahmearbeit einführen. Sodann wird er ein neues Arbeitsgebiet in Hannover beginnen (siehe oben).

Hülfsgeologe Dr. KRUSCH wird zunächst das Blatt Wartenberg fertigstellen und sodann auf Blatt Rosenthal übergehen (G. A. 46; 8, 9).

Hülfsgeologe Dr. MICHAEL wird von dem ihm im Vorjahre überwiesenen Arbeitsgebiete zunächst die Blätter Lippehne und Schönow in Angriff nehmen (G. A. 29; 58, 59).

Kulturtechniker Dr. WÖLFER wird zunächst die 6 Blätter seiner Aufnahme durch eine Schlussbegehung druckfertig stellen (G. A. 46; 13/15 19/21) sowie die in den anstossenden Blättern Neu-Lewin, Freienwalde und Oderberg nöthige Begehung der Schlickgebiete ausführen (G. A. 45; 18, 17, 11) und sodann die Aufnahme des Blattes Tamsel vollenden (G. A. 46; 21).

Dr. KORN wird nach Fertigstellung des Blattes Vietz die Aufnahme des Blattes Massin bewirken (G. A. 46; 22, 16).

Hülfsgeologe Dr. SCHULTE wird die Aufnahme des Blattes Staffelde ausführen (G. A. 45; 10).

10. Provinz Posen.

Hülfsgeologe Dr. KÜHN wird die Aufnahme des Blattes Schocken zu Ende führen (G. A. 48; 23) und sodann in das Danziger Arbeitsgebiet übergehen.

11. Provinz Pommern.

Landesgeologe Dr. KEILHACK wird Blatt Moratz fertigstellen und sodann Blatt Gr. Sabow bearbeiten (G. A. 29; 16, 18). Die etwa noch bleibende Zeit wird derselbe auf Fertigstellung von Blättern des Greifenberger Kreises verwenden.

Hülfsgeologe Dr. SCHMIDT wird nach Vollendung des Blattes Gülzow die Aufnahme des Blattes Zickerke bewirken (G. A. 29; 10, 17).

Geheimer Bergrath Professor Dr. BERENDT wird in der durch Revisionsreisen in andre Arbeitsgebiete nicht in Anspruch genommenen Zeit die Aufnahme des Blattes Langenhagen zu Ende führen und sodann ein neues Arbeitsgebiet in der Frankfurter Gegend in Angriff nehmen (G. A. 46; 31/33, 37/39, 43/45).

12. Westpreussen.

Professor Dr. JENTZSCH wird die Aufnahme des Blattes Linowo fortsetzen und nach Fertigstellung desselben einen bis zur südlichen Gradabtheilungsgrenze reichenden Streifen von 2 Messtischbreiten mit der Bearbeitung der Blätter Schwetz und Sartowitz beginnen (G. A. 33; 35, 31, 32).

Professor Dr. GRUNER wird nach Vollendung des Blattes Gollup (G. A. 33; 53) die Aufnahme des Blattes Bahrendorf und des südlichen Grenzstreifens (Blatt Szewo) bewirken (G. A. 33; 47, 58).

Hülfsgeologe Dr. ZEISE wird Blatt Danzig (G. A. 16; 38) fertigstellen und sodann in ein andres Arbeitsgebiet übergehen.

Hülfsgeologe Dr. KÜHN wird nach Abschluss seiner Arbeiten im Posen'schen die Aufnahme der Blätter Nickelswalde und Karthaus nördliche Hälfte beginnen (G. A. 16; 40 und G. A. 15; 42).

Dr. WOLFF wird die Aufnahme des an das bearbeitete Blatt Praust anstossenden Messtisches Trutenau ausführen (G. A. 16; 45) und sodann auf Blatt Karthaus südliche Hälfte übergehen (G. A. 15; 42).

Hülfsgeologe Dr. MAAS wird im Anschluss an Blatt Tuchel die Aufnahme der Blätter Reetz, Woziwoda, Jehlenz, Monkowarsk und Klonowo beginnen (G. A. 32; 21/22. 27; 33/34).

Geheimrath BERENDT und Professor JENTZSCH werden zu geeigneter Zeit eine Bereisung des Weichselgebietes bis zur russischen Grenze oberhalb Thorn behufs Feststellung der zu unterscheidenden Thalterrassen ausführen, wie solches im Warthe- und Odergebiete bereits geschehen ist.

13. Ostpreussen.

Professor Dr. KLEBS wird neben einer speciellen Leitung der Aufnahmearbeiten im Angerburger Kreise die Bearbeitung des aus 6 Blättern bestehenden Sensburger Gebietes in Angriff nehmen (G. A. 35; 5/6, 11/12, 17/18).

Derselbe wird ausserdem die neu eintretenden Geologen Dr. KLAUTZSCH und Dr. KRAUSE in die Aufnahmearbeit einführen und von den Genannten in der Folge unterstützt werden.

Hülfsgeologe Dr. KAUNHOWEN wird die im Vorjahre begonnenen Blätter Rosengarten und Stürlack zum Abschluss bringen bezw. auf Blatt Drengfurth übergehen (G. A. 19; 50, 56, 44).

Hülfsgeologe Dr. GAGEL wird nach Fertigstellung des Blattes Muschaken (G. A. 35; 38) die Aufnahme der Blätter Lötzen und

Kruglanken westliche Hälfte sowie den Abschluss des von Dr. SCHULTE im Vorjahre bearbeiteten Blattes Gr. Steinort bewirken (G. A. 19; 57, 58, 51).

Bezirksgeologe Dr. MÜLLER wird zunächst das im Vorjahre begonnene Blatt Wartenburg, sowie durch eine Schlussbegehung die Blätter Gr. Bartelsdorf und Mensguth druckfertig stellen (G. A. 25; 9, 15/16) und sodann ein neues Arbeitsgebiet in Hannover beginnen.

Anderweitige Arbeiten.

Behufs der Einführung der zu einem Ausbildungskursus bei der Geologischen Landesanstalt einberufenen 4 Lehrer landwirthschaftlicher Schulen in die geologisch-agronomische Aufnahme werden die Landesgeologen Dr. KEILHACK und Dr. SCHRÖDER, der Bezirksgeologe Dr. MÜLLER und der Hülfsgeologe Dr. GAGEL mit diesen während 14 Tagen Aufnahmearbeiten in dem Blatte Seelow (G. A. 46; 25) ausführen und dabei zugleich die neu eingetretenen Geologen Dr. KLAUTZSCH und Dr. KRAUSE anleiten.

Landesgeologe Dr. DATHE wird auf das an die Geologische Landesanstalt gerichtete Ersuchen des Königlichen Oberbergamtes in Breslau eine geologische Untersuchung der Quellenverhältnisse des Bades Landeck ausführen.

3.
Mittheilungen der Mitarbeiter der Königlichen geologischen Landesanstalt über Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1897.

H. Loretz: Bericht über die Ergebnisse der geologischen Aufnahmen 1897 in der Gegend von Iserlohn und Hagen.

Auf dem Blatte Iserlohn wurde die Specialkartirung besonders im nordöstlichen Theile weitergeführt und auf die angrenzenden Theile der benachbarten Blätter Menden (im Norden) und Balve (im Osten) ausgedehnt. Es kommt hier die Schichtenfolge vom Mitteldevon bis zum Carbon (Lenneschiefer bis Flötzleerer Sandstein) in Betracht.

Im Lenneschiefer ist in dem Gebirgstheil südlich von den Ortschaften Westig, Sundwig und Deilinghofen die Lagerung im Ganzen ziemlich regelmässig, das Einfallen der Schichten ist meisthin nördlich mit 30° bis 20°, hier und da noch flacher, selten steiler. Ostwärts (zwischen Deilinghofen, Brockhausen und dem Balver Wald) ist die Fallrichtung mehr nordöstlich. Das Gestein ist der ziemlich dünnbankige bis -plattige, zum Theil etwas uneben oder flach wellig geschichtete, graue bis schmutzig graugrünliche Grauwackenschiefer, wie er auch näher bei Iserlohn und an anderen Stellen den hangendsten Theil des Lenneschiefer-Gebirges bildet; hier und da wird er etwas kalkhaltig und dann leicht mürbe und bröcklig. Versteinerungen kommen hier und da

vor. Die härteren Lagen unterscheiden sich übrigens petrographisch kaum von den zum Theil etwas quarzitischen Grauwackensandsteinbänken der älteren Theile dieses Gebirges und schliessen, wie diese, undeutliche vegetabilische Reste ein.

Das in meiner vorigen Mittheilung [1]) schon erwähnte Kalkzwischenlager des Lenneschiefers mit *Cyathophyllum quadrigeminum* GOLDF. und anderen Versteinerungen, welches vom Lennethal unterhalb Nachrodt ostwärts über Pillingsen und Lössel zieht, ist auf Blatt Iserlohn zunächst dessen Westgrenze in der Nähe der Häusergruppe Bühr in Form von Kalkbänkchen mit viel Crinoidenstieltrümmern und anderen Versteinerungen (z. B. *Aulopora repens*) und von unreinen kalkigen Schiefern oder Grauwackensandsteinen, begleitet von weichen, leicht zu gelblichem Boden verwitternden Thonschiefern zu erkennen. Ebendahin gehören ferner etwas nordöstlich von da die Kalkblöcke mit der genannten *Cyathophyllum*-Art im Ausgange des Seitenthals bei der Ruine Frauenstuhl im Thal der Grüne. Zwischen dieser Stelle und dem Thale des Westiger Baches, weiter östlich, ist es, obwohl gewisse Terrainverhältnisse das Durchziehen einer leichter zerstörbaren Schichtenfolge anzudeuten scheinen, nicht gelungen ein kalkiges Zwischenlager im Zusammenhange nachzuweisen [2]). An der Ostseite des genannten Thales jedoch, besonders am Waldwege nach Frönsberg, sind Kalkzwischenbänke mit *Cyathophyllum quadrigeminum* (daneben auch mit *Cyathophyllum caespitosum*, Favositen, Stromatoporenwuchs und Crinoidenstieltrümmern) theils anstehend, theils in ihren Bruchstücken, leicht zu beobachten; und wahrscheinlich ist es wieder derselbe Horizont, der im nächsten Thale ostwärts, zwischen Grünthal und Winterhof durchstreicht, obwohl auch hier

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. LII.

[2]) Nur bei Franzosenhohl und im Hintergrunde des Wermingser Thals, unweit der daselbst befindlichen Stadt-Teiche giebt sich etwas kalkiges Material ohne Schwierigkeit zu erkennen. — Soweit nicht compacte Kalkbänke, sondern nur unreine kalkige Schiefer und Grauwacken vorliegen, ist es übrigens selbstverständlich, dass diese durch Verwitterung streckenweise völlig zerstört werden können und sich dann der Beobachtung entziehen. So ist es auch äusserst schwierig, die in dem Stollen der Iserlohner Wasserleitung nachgewiesenen kalkigen Bänke an der Oberfläche aufzufinden.

in der waldigen Zwischenstrecke der Zusammenhang kaum zu erkennen ist.

Das in der vorigen Mittheilung [1]) ebenfalls bereits erwähnte oberste Kalkzwischenlager im Lenneschiefer konnte so gut wie zusammenhängend über die ganze Breite von Blatt Iserlohn nachgewiesen werden. Bei Deilinghofen durch Gebirgsschutt allerdings zugedeckt, kommt es doch bei Brockhausen so eben wieder zum Vorschein und steht vor Bäingsen (Blatt Balve) felsbildend und über 10 Meter stark an. *Cyathophyllum quadrigeminum* wurde in diesem Lager nicht beobachtet, wohl aber, neben Stromatoporen und Favositen *Cyathophyllum caespitosum*, scheint auch, doch nicht häufig, eine *Actinocystis*-Art darin vorzukommen.

Im Verlaufe des nördlichen Randes des Lenneschiefergebirges, an welchem Rande der Elberfelder Kalk beginnt, machen sich bei Westig, Sundwig und Deilinghofen verschiedene, quer oder schräg zum Streichen des Schiefers gerichtete Verwerfungen geltend. Die Störung der Lagerung greift hier weiter nördlich aus und bewirkt einen sehr unregelmässigen Grenzverlauf zwischen oberstem Mitteldevon und Oberdevon. Das Vorkommen von verkieseltem Kalk und Schiefer etwa 2 Kilometer südöstlich von Deilinghofen, innerhalb des Lenneschiefergebiets, dürfte an eine dieser Störungsspalten gebunden sein, welche in entgegengesetzter Richtung in das bekannte Sundwiger Felsenmeer (im Gebiete des Elberfelder Kalkes) trifft.

Nach der Lage der Stellen, wo *Amphipora ramosa* im Elberfelder Kalke dieser Gegend beobachtet wurde, scheint diese Versteinerung in verschiedenen Horizonten wiederzukehren.

Die in der vorigen Mittheilung gemachten Angaben über die Schichtenfolge und die Gesteine des hiesigen Oberdevon und seine Grenze zum Culm treffen auch für den nordöstlichen Theil von Blatt Iserlohn und weiter bis zum Hönnethal (Blatt Balve) durchaus zu. Bei Oese greift das Oberdevon etwas auf das nördlich angrenzende Blatt Menden über. Es bestätigt sich hier [2]), dass

---

[1]) A. a. O. S. L oben, und LI unten.

[2]) Vergl. a. a. O. S. LIX, Anm. 2.

im obersten Oberdevon sandig-glimmerige Schichten zwischen weicherem Schiefer und kalkigen Lagen bis ganz nah an die Culmgrenze herangehen. Man sieht das z. B. gut in einem alten, kleinen Steinbruche an der Strasse in Oese, wo solche sandigglimmerige, leicht zerfallende Bänke und Bänkchen mit Pflanzenspuren ganz nahe an den untersten Culmkieselschiefern liegen; im Wechsel und in Verwachsung mit ihnen stehen plattig-knollige Kalklagen an, von dichter Structur, innen grau, aussen gelblichbraun, mit deutlichen Spuren von Goniatiten; also ein sehr rascher Wechsel der Ablagerungsbedingungen.

Die Culmschichten sind bei Hemer und Oese in verschiedenen, grösseren Steinbrüchen aufgeschlossen, welche besonders die den Kieselschiefern und weicheren schwarzen Schiefern zwischengeschalteten Kalk- und Kieselkalkbänke zum Gegenstand der Gewinnung haben. Im dritten dieser Steinbrüche unterhalb Oese finden sich dünne Lagen mit *Posidonia Becheri* und andere mit plattgedrückten Goniatiten (*striatus* z. Th.). In einem der Brüche nördlich von Hemer ist eine kalkige Lage aufgeschlossen, welche viele Exemplare von *Goniatites sphaericus* Phill. und *Orthoceras* sp. enthält.

Nicht weit davon ist an der Grenze der Culmschiefer zu der Gruppe des Flötzleeren Sandsteins an einem Waldweg (bereits auf Blatt Menden) soviel deutlich zu sehen, dass diese Grenze nicht ganz ohne Wechsellagerung ist, indem hier eine, vielleicht mehrere Meter starke Folge grauwackenartiger Schichten nochmals von kohlschwarzen, etwas kieseligen Schiefern überlagert wird.

In der einförmigen Schichtengruppe des Flötzleeren Sandsteins, welche nordwärts von Iserlohn auf den Blättern Schwerte und Menden grosse Flächen einnimmt, lässt sich vielleicht diejenige Partie kartographisch aussondern, in der bei Westhofen u. s. w. in vielen Steinbrüchen ein recht brauchbarer fester Bau- und Werksandstein gewonnen wird; doch legen sich auch zwischen diese Bänke stärkere Folgen weicher, sandiger und schieferthoniger Schichten, zum Theil mit undeutlichem, schwarzen, vegetabilischen Detritus erfüllt, ein, ganz so wie sie im weiteren Bereiche des Flötzleeren allenthalben verbreitet sind.

Auf dem Blatte Hagen ist besonders der Abschnitt des Lenneschiefergebirges begangen worden, der sich nach Südosten an den mit Verwerfung abschneidenden Rand längs der Enneper-Strasse anschliesst, und etwa zwischen den Ortschaften Gevelsberg, Milspe, Altenvörde, Vörde, Selbecke, Kükelhausen und Haspe gelegen ist. Es besteht hier ganz vorwaltend südöstliches bis südsüdöstliches Einfallen der Schichten, allerdings unter ziemlich verschiedenen Winkeln und mit einzelnen Abweichungen nach Südwesten, sowie einigen Umkehrungen nach Nordwesten, die vielleicht auf untergeordnete Muldenbildungen schliessen lassen. Nach dem Volmethal hin, zunächst oberhalb Hagen, ändert sich die Fallrichtung und wird nordöstlich.

Die bezeichnete Gebirgsmasse wird, wie das sonstige Lenneschiefergebirge, gebildet von Grauwackensandsteinbänken mit leichter verwitternden Zwischenlagen von glimmerigem Grauwackenschiefer und Thonschiefer. Kalkeinlagerungen treten hier sehr zurück. Petrographische Aehnlichkeit mit dem Lenneschiefer der Gegend bei Iserlohn, welcher, wie wir gesehen haben, dem jüngsten Theile dieser grossen Schichtenreihe angehört, ist zwar vorhanden, wird sogar an einzelnen Stellen resp. in gewissen Schichten auffällig; im Ganzen jedoch bieten jene Gebirgsschichten südwestlich von Hagen dem Auge einen etwas abweichenden Habitus dar. Die Grauwackensandsteinbänke, welche hier in vielen Steinbrüchen zu Bruchsteinen, Pflastersteinen und Kleinschlag gewonnen werden, sind meist stärker und in grösserer Menge vorhanden; ihnen wie nicht minder den dünnen Zwischenlagen kommt im frischen Zustande in grosser Verbreitung eine in's Grünliche ziehende Färbung zu, welche jedoch in ebenso weiter Verbreitung durch Verwitterung in Roth umsetzt, und dies besonders bei den dünnen, weicheren Schichten, zum Theil aber auch bei den Grauwackensandsteinbänken, indem hierbei zunächst nur einzelne Theile der Lagen und Bänke von der Röthung ergriffen werden, zuletzt aber die ganze Masse. So sieht man an Steinbruchswänden manchmal die obersten 3, 4, 5 Meter des aufgelockerten Gesteins völlig geröthet, die tieferen Theile jedoch nur hier und da. Es scheint, dass die erste Veranlassung der Röthung in mechanischen

Vorgängen, insbesondere der transversalen Schieferung zu suchen ist, und demgemäss macht sich die Erscheinung auch in den für diese mechanische Wirkung leichter zugänglichen Schichten stärker geltend als in den weniger zugänglichen, starken, harten Bänken, so dass also übereinander liegende Schichten verschieden stark geröthet sein können. Doch kommt ohne Zweifel auch die ursprüngliche petrographisch-chemische Zusammensetzung des Gesteins, insbesondere die Anwesenheit des die grünliche Färbung bedingenden Bestandtheils in Betracht, um diese secundäre Röthung eintreten zu lassen.

Wo dieselbe nicht Platz greifen konnte, ist die Verwitterungsfarbe des Grauwackensandsteins und -schiefers gelblich-grau. Wie anderwärts in den Lenneschiefergebieten finden sich oft in Menge undeutliche Pflanzenreste im Grauwackensandstein. Glänzende, dunkelblau-schwarze Thonschiefer als Zwischenschichten des letzteren sind selten, kommen aber vor. Das zerfallene Gestein bietet im Ganzen mehr ein scholliges Aussehen, während dem Lenneschiefer der Gebirgslage bei Iserlohn u. s. w. mehr ein plattiges eigen ist.

Es sei hier beiläufig bemerkt, dass die Gegenüberstellung der durch nicht bedeutende, aber doch nicht zu übersehende petrographische Unterschiede charakterisirten Grauwackensandsteinbänke und Grauwackenschieferschichten des Lenneschiefergebirges, wie sie hier zunächst nur für die Gegend von Hagen einerseits und von Iserlohn andererseits angegeben ist, so viel ich bis jetzt gesehen habe, für weitere Gebiete dieses Gebirges Geltung beanspruchen kann. Die Begehungen reichen aber bei Weitem noch nicht aus und der Beobachtungen sind noch zu wenig gesammelt, als dass ich eine Meinung darüber äussern möchte, ob hier nur faciell Verschiedenes vorliegt, oder ob auch Altersunterschiede mitspielen.

In der Gegend von Gevelsberg, Vörde u. s. w. erhalten einzelne Bänke des Grauwackensandsteins durch Verwitterung ein gebräuntes, zerfressenes oder grubiges Ansehen, was wohl an einem Gehalte an Kalk und Schwefeleisen liegt. Eine petrographisch hierhergehörige Bank, die in einem Steinbruch an der Strasse

nordöstlich von Vörde bei Verneis aufgeschlossen ist, enthält in Menge denselben Zweischaler, welchen BEUSHAUSEN [1]) von »Oben zum Holze« bei Gräfrath beschrieben und abgebildet hat, nämlich *Amnigenia rhenana* BEUSH.; auch die Art des Vorkommens und der Erhaltung stimmt, nach jener Beschreibung, hier wie dort überein; wie dort schliesst auch hier die betreffende Schicht ausser den Zwischenschalern unbestimmbare Pflanzenreste ein.

Andere Bivalven wurden in einem Steinbruch unweit Jellinghausen gefunden, wo eine Grauwackenschieferbank von deren Resten erfüllt ist; sie lassen sich wohl grösstentheils auf eine *Modiomorpha*-Art beziehen; daneben sind auch mehr zurücktretend Gastropoden vorhanden.

Ein weiteres Vorkommen von Versteinerungen wurde in einem Steinbruch am Ausgang des Hasperbachthals ganz nahe bei Haspe entdeckt. Hier findet sich in dunklem, glimmerigen Grauwackenschiefer ziemlich häufig ein *Bellerophon* und daneben seltener eine *Discina*.

Weiterhin enthält an der Südwestseite des Kesselbergs, südwärts von Haspe, eine dem Lenneschiefer von Iserlohn u. s. w. petrographisch ähnliche Schicht *Spirifer mediotextus* ARCH.-VERN. und *Avicula reticulata* GF., beide ziemlich häufig.

Von den die Korallenspecies *Cyathophyllum quadrigeminum* GF. enthaltenden Kalkzwischenlagern des Lenneschiefers bei Delstern und Eilpe oberhalb Hagen im Volmethal war schon in der früheren Mittheilung die Rede [2]). Dieselbe Art kommt auch am entgegengesetzten Ende des uns hier beschäftigenden Gebirgsabschnittes vor, im Ennepethale bei Milspe, und nicht weit davon bei Heilenbecke, auch hier also an verschiedenen Stellen und unter Verhältnissen, welche darauf hinweisen, dass die sie einschliessenden Kalkbänke stratigraphisch nicht ganz zusammenfallen. An einer dieser Stellen, dicht beim nördlichen Ende der Thalüberführung der Eisenbahn zwischen Gevelsberg und Milspe, an der

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1890, S. 1 ff. — Hr. Dr. BEUSHAUSEN, der die sehr dankenswerthe Güte hatte, mich bei der Bestimmung der Versteinerungen zu unterstützen, bestätigte diese Uebereinstimmung.

[2]) A. a. O. S. LIII.

rechten Thalseite, findet sich die genannte Koralle neben *Spirifer* sp. (vielleicht *mediotextus*), *Atrypa reticularis* var. *aspera*, *Aulopora repens*, Favositen u. a. m., in starken Bänken eines unreinen Kalkes, deren uneben höckerige Oberfläche mit Thonschiefer- und quarzitischer Grauwackensandsteinmasse überzogen und verwachsen ist. Diese Masse hat zum Theil die Form kleiner Linsen, mit denen zusammen sogar kleine Quarzgerölle vorkommen, sodann aber bildet sie auch dünne Lagen von wulstig schaliger bis flaseriger Form und mit glänzenden, glimmerigen Ueberzügen, und endlich auch starke Bänke, welche die gewöhnlichen, undeutlichen vegetabilischen Reste des Grauwackensandsteins einschliessen und mit den genannten Kalkbänken wechsellagern. Also auch hier ein rascher Wechsel der Ablagerungsbedingungen; einmal Niederschlag von sandig-thonigem Sediment mit Einschwemmung von Pflanzendetritus, dann Kalkbildung mit Korallenwuchs und Ansiedelung von Brachiopoden etc.

In dem Gebirgsstreifen zwischen dem Ennepethal bei Milspe und dem Volmethal bei Hagen habe ich *Cyath. quadrigeminum* nur noch an einer Stelle gefunden, und zwar in den Kalkbänken, welche dem Lenneschiefer bei Kückelhausen, ganz nahe am Verwerfungsrande dieses Gebirges eingelagert sind. Das Einfallen der Schichten ist hier, in Uebereinstimmung mit dem früher Gesagten, von jenem Rande weg, also gebirgeinwärts, südöstlich, mit 40—50°. Ob die stratigraphische Lage dieses Vorkommens von denen der Vorkommnisse bei Milspe viel abweicht oder nicht, ist nicht zu sagen; es kann aber auch aus der an ziemlich viel Stellen beobachteten Lage der Schichten dieses Gebirgstheils noch nicht geschlossen werden, dass der Horizont mit *Cyath. quadrigeminum* bei Eilpe-Delstern ein anderer ist als der bei Kückelhausen und der bei Milspe, weil nämlich Verwerfungen vorliegen könnten.

Der Gebirgsrand längs der Südseite der Enneper-Strasse wurde schon in der vorigen Mittheilung als Verwerfung mit Ueberschiebungs-Charakter bezeichnet. Den Elberfelder Kalk kann man an diesem Rande von Hagen ab im grössten Theile der Strecke, wenigstens bis Bredde, nachweisen, theils in einzelnen Blöcken, theils in grösseren, zerrütteten Schollen, in welchen Steinbrüche

stehen, so am Romberg bei Haspe und weiterhin bei Aske; ebenso ist in längerer Erstreckung hier und da ein schmaler Streifen grünlicher und rother Oberdevonschiefer zu erkennen, bei Haspe und Aske auch etwas Culmkieselschiefer. Immerhin werden diese Schichten durch den Gebirgsschutt grösstentheils verhüllt; ohne diesen, sowie auch diluviale Bedeckung, würde das nahe Herantreten des Flötzleeren Sandsteins an den Lenneschiefer in dieser Strecke, wie es schon die v. DECHEN'sche Karte angiebt, noch auffälliger sein.

A. LEPPLA: Bericht über die Aufnahmen im Bereich der Blätter Neumagen und Wittlich während des Sommers 1897.

Die Arbeiten bezweckten wie im Vorjahre eine vollständige Neu-Aufnahme.

Unter-Devon. Von ihm sind nur die Hunsrückschiefer vertreten, deren Lagerung sich in völligster Uebereinstimmung mit den Verhältnissen auf den Blättern Morbach und Bernkastel befindet. Die bereits früher gekennzeichnete tektonische Linie Altlay-Veldenz prägt sich in der Umkehr der Neigungsrichtung auch hier sehr deutlich aus. Sie verläuft von Veldenz über Burgen und Rondel, überschreitet das Tronthal 1,5 Kilometer unterhalb Neumühle (Papiermühle), richtet sich dann auf das N.-Ende von Trittenheim, überschreitet hier zweimal die Mosel und verlässt den Bereich des Blattes etwa bei Pölich. Südlich dieser Linie neigen die Schiefer nach NW. mit sehr grossem Winkel (60—90°), nördlich von ihr nach SO. in geringerem Grad (30—60°). Der nach SO. geneigte Faltenstreifen dürfte nur eine Breite von 3—4 Kilometer besitzen, denn längs einer von Dusemond über Nieder-Emmel nach Detzem verlaufenden Linie findet eine abermalige Umkehr der Lagerung statt, indem sich nördlich des nach SO. geneigten Faltenbündels ein solches von sehr flachen Mulden und Sätteln eines etwas mehr glimmerig-sandigen und grauwackeartigen Thonschiefers anschliesst. Die Lagerungsform hält bis zu den permotriadischen Schichten nach N. zu an. Mehr als anderswo sind in dieser flachen Faltung

Abweichungen in der Streichrichtung der Schichten beobachtet worden. An der Mündung der Tron in die Mosel sieht man solche von SO. nach NW. gerichtete Schiefer und in der Richtung nach Rivenich, sowie nordwestlich Piesport und Klüsserath ebenfalls. Im Allgemeinen sind trotz des Hauptstreichens von SW. nach NO. bei dem sehr flachen Sattel- und Muldenbau und dem Auf- und Niedertauchen der Sattel- und Muldenlinien Flächen vorhanden, welche quer zur Faltenrichtung streichen müssen. Ob meine Beobachtungen alle eine solche Erklärung finden können, erscheint möglich und wahrscheinlich, da Abweichungen auf diese Zone beschränkt sind.

Die in dem Bereich des Blattes Morbach nördlich des Hoch- und Idarwaldes den Hunsrückschiefern zwischengelagerten, grauen, glimmerreichen, quarzitischen Sandsteine finden nach SW. ihre Fortsetzung. Der Hauptzug des Hartwaldes und Stronzbusches überschreitet an der Vereinigung des Lichter Baches mit der Tron das Thal der letzteren, mächtige Felsklippen verursachend, an denen die Faltung mitunter erkannt werden kann. Nördlich dieses Hauptzuges, der gegen Heidenburg allmählich verschwindet, sind noch eine Reihe dünnerer Bänke (bis zu 0,5 Meter Mächtigkeit) den Thonschiefern eingelagert. Sie scheinen zum grössten Theil Wiederholungen durch Faltung zu sein, mögen aber auch z. Th. wirkliche Wiederholungen der Schichten in anderen Horizonten vorstellen. Dass diese gröberen und quarzreichen Sedimente sich nicht jenseits der tektonischen Linie Altlay-Veldenz-Trittenheim-Pölich wiederholen, hat mich schon in meinem vorigen Bericht veranlasst, diese Linie für eine Muldenspalte zu halten. Nur an wenigen Stellen (südöstlich Tron, ferner südlich Detzem) unterbrechen dünne (0,3—0,5 Meter mächtige) Bänke quarzitischen Sandsteins die im Allgemeinen sehr gleichförmigen, dünnschiefrigen, dunkelgrauen Thonschiefer. Mit Annäherung an das Rothliegende erhalten dieselben vielfach eine röthliche Farbe, indem sich auf den Spaltungs- und Schieferungsflächen rothes Eisenoxyd ausscheidet. Ich halte diese Färbung lediglich für eine spätere Veränderung, vielleicht bedingt durch eine ehemals weiter nach Süden reichende Bedeckung durch permotriadische Schichten.

Rothliegendes. Im weiteren Verlauf der Kartirung des Südrandes der Wittlicher Mulde hat sich gezeigt, dass dieser im Bereich der Blätter Wittlich und Neumagen im Anschluss an die über die Gegend von Uerzig (Bl. Bernkastel) gemachten Angaben als eine Verwerfung aufzufassen ist. Von dem Lieserthal nach SW. zu legen sich mit stark nach NW. gerichteter Schichtenneigung längs einer N. 35° O. gerichteten Linie zuerst die Porphyrtuffe, dann deren hangende Quarzitconglomerate (NW.-Abhang des Stoppelberges) und an der grössten Strecke die oberen braunrothen Schieferthone und Sandsteine an den Hunsrückschiefer an.

Diluvium. Die diluvialen Ablagerungen bieten ein äusserst interessantes Bild von Terrassen, wie es im Bereich der Mosel, Saar und Nahe bisher nicht bekannt war. Von den höchsten Flussablagerungen in 320 Meter Meereshöhe und 210–220 Meter Erhebung über dem benachbarten Mosel-Niederwasserspiegel bis zu diesem herab liessen sich auf Bl. Neumagen bis jetzt 12 Terrassen, Stufen in der Erosions- und Aufschüttungsarbeit, nachweisen. Beinahe alle gliedern sich in Schotter und überlagernde Lehme, und wo letztere fehlen, sind sie späteren Abtragungen zum Opfer gefallen. Von Köwerich (Bl. Neumagen) in südwestlicher Richtung zum Alsberg sind vom Hochwasserspiegel der Mosel an aufwärts, sechs Terrassen erkennbar, deren Lehmdecke mit geringen Ausnahmen erhalten blieb. In der Zusammensetzung der Aufschüttungen lassen sich geringe Unterschiede feststellen. Die höchste Flussablagerung zeigt in dem kleinen Rest, der von ihr auf der Hochfläche 1,5 Kilometer südöstlich Wintrich an der Strasse nach Kasholz noch erhalten blieb, wesentlich Material der Milchquarzgänge und älteren Quarzite des Unterdevons (Hoch- und Idarwald). Die ausgedehnten Hochterrassen östlich Wintrich, östlich Neumagen und Tron lassen mehrere Meter mächtige Ablagerungen von rothem und braunem Sand in den oberen Schotterlagen unter dem Lehm erkennen und bezeugen damit ihre theilweise Abhängigkeit von den Buntsandsteingebieten. Gerölle aus diesen Gebieten haben einen ziemlich gleichbleibenden, aber nicht grossen Antheil an der Zusammensetzung aller tieferen Terrassen.

In den tiefsten diluvialen Stufen, welche etwa 20 Meter über das Niederwasser reichen, stellen sich zum ersten Mal Urgebirgsgesteine, Granite und Gneisse ein, ohne indess eine besondere Bedeutung zu erlangen.

Ueber das Alter der Terrassen und über ihre Beziehungen zu den Glacialbildungen und dem benachbarten Tertiär lassen sich sichere Vergleichspunkte noch nicht gewinnen. Die weitere Verfolgung der alten Flussablagerungen zum Rhein und zu den bekannten Terrassenablagerungen des Mainzer Beckens wird erst die Lösung der Altersfragen in erreichbare Nähe rücken.

Aus dem Verlauf der Ufer der einzelnen Terrassen kann der Vorgang der seitlichen Erosion des Flusses sehr gut erkannt werden. Man sieht, dass die seitliche Ausweitung und Vertiefung der engen Stosskurven bis jetzt angehalten hat und noch immer nicht abgeschlossen ist. Der Fluss hat von seiner ersten Aufschüttung an bis jetzt seinen Lauf immer mehr durch Ausweiten der Kurven und Schlingen vergrössert. Es scheint, dass, nach den Bögen von Klüsserath und Piesport zu schliessen, die Erosionsthätigkeit am linken Ufer eine stärkere war. Nur in dem Mündungsgebiet der Lieser, sowohl in deren Lauf als auch bei der Mosel selbst, sind Abkürzungen des Flussweges erfolgt. Hierüber hat H. Grebe bereits Mittheilungen gemacht. Es wird sich an einer anderen Stelle Gelegenheit finden, seinen Ausführungen noch Einiges hinzuzufügen und die Darstellung der geologischen Geschichte des Moselthales noch zu erweitern.

Auf dem Blatt Neumagen wurde der Versuch gemacht, die alten Erosions- und Aufschüttungsstufen nach ihrer Höhenlage zu gliedern und die zusammengehörigen zusammenzufassen. Vorläufig sind nur drei Gruppen unterschieden worden: Hochterrassen, mittlere Terrassen, niedere Terrassen.

Alluvium. Die heutige Mosel schüttet bei Hochwasser braunrothen Sand auf. Nur im Niederwasserbett werden Gerölle bewegt. Das nämliche gilt für das Salmthal. Die Stosskraft der Tron dagegen, sowie der von Süden herkommenden Bäche ist so gross, dass auch im Hochwasserbett überall grobe Gerölle bewegt werden.

Eine bemerkenswerthe Erscheinung zeigt sich an den engen Schleifen des rechten Moselufers. An zahlreichen Stellen südlich Wintrich, südlich Neumagen und Detzem sind beträchtliche Massen von Thonschiefer oft mit Beibehaltung des Schichtenverbandes an den 100 bis 200 Meter hohen Steilgehängen abgerutscht.

Mittheilung des Herrn W. FRANTZEN über Aufnahme des Blattes Treffurt.

Zu Beobachtungen von allgemeinerem Interesse gaben bei den Aufnahmearbeiten des letzten Jahres im Messtischblatte Treffurt nur die Schichten des Buntsandsteins Gelegenheit.

In ihrer Beschaffenheit schliessen sich dieselben im Allgemeinen enge an den Buntsandstein im nördlichen Theile der Rhön und des Thüringer Waldes an; jedoch zeigen sie im Einzelnen Besonderheiten, welche im Nachfolgenden erörtert werden sollen.

Im Unteren Buntsandstein macht sich insofern ein Unterschied bemerklich, als diese Schichten im Blatte Treffurt weit thonreicher sind, als in den südlicher gelegenen Gegenden. Es treten daselbst zwischen den Sandsteinen ansehnliche Partien von Thonen auf, die fast frei von Sandsteinschichten sind, und welche dem Bröckelschiefer so ähnlich werden, dass man sie unter Umständen damit verwechseln könnte.

Rogensteine kommen bei Treffurt im Unteren Buntsandstein noch nicht vor.

Der Mittlere Buntsandstein ist auch bei Treffurt eine durch das Vorkommen zahlreicher grobkörniger Sandsteinschichten gut charakterisirte, im Allgemeinen leicht kenntliche Abtheilung; jedoch findet sich in der Mitte dieser Reihe eine breite Zone, in der die grobkörnigen Sandsteine fehlen oder doch fast ganz zurückgedrängt werden. Sie ist in ihrem Habitus dem Unteren Buntsandstein gleich, von dem sie nur durch ihre Lage unterschieden werden kann.

Geröllebänke sind im Messtischblatte Treffurt im Buntsandstein nicht vorhanden.

Die Grenze zwischen dem Unteren und Mittleren Buntsandstein ist bei Treffurt eine ganz scharfe. Sie wird durch eine

Sandsteinbank bezeichnet, welche durch ihre ansehnliche Mächtigkeit, die etwa $1^1/_2$ bis 2 Meter beträgt, und durch ihr grobes Korn auffällt, und in ihrem Hangenden von einer grösseren Zahl nahe bei einander liegender, grobkörniger Sandsteinbänke begleitet wird. Einzelne Körner dieser Bank gehen über das gewöhnliche Maass der Körner der typisch groben Sandsteine, als welches man $1^1/_2$ bis 3 Millimeter Durchmesser annehmen kann, noch ziemlich viel hinaus und erreichen einen Durchmesser von 5 Millimeter oder noch etwas mehr.

Unter den Sandkörnern der Grenzbank erscheinen auch einige Körner von Porphyr, geradeso wie in den Gerölleschichten an der Basis des Mittleren Buntsandsteins in der Fuldaer Gegend, des Spessarts und des Vogelsgebirges. Die sehr grobe Beschaffenheit der Sandkörner und die Lage der Bank an der Grenze zwischen dem Unteren und Mittleren Buntsandstein lassen keinen Zweifel darüber, dass man in ihr die nordöstliche Fortsetzung der Gerölleschichten der südlicher gelegenen Gegenden an der unteren Grenze des Mittleren Buntsandsteins vor sich hat.

Die übrigen Schichten dieser Abtheilung geben zu Erörterungen an dieser Stelle keinen Anlass, mit Ausnahme der obersten Schichten, welche dem Chirotheriumsandstein von Hildburghausen und dem in Deutschland weit verbreiteten und für die Gliederung des Buntsandsteins so wichtigen Carneolhorizont entsprechen.

Der Verfasser hat bereits früher in einem im Jahrbuche für das Jahr 1883 veröffentlichten Aufsatze: »Ueber den Chirotheriensandstein etc.« auf die eigenthümliche Ausbildung dieser Schichten in der Treffurter Gegend aufmerksam gemacht und kommt hier auf diese Schichten nochmals zurück, um die damals darüber gebrachten Mittheilungen zu vervollständigen.

Der Chirotheriumsandstein ist im Messtischblatte Treffurt, wie fast überall, ein weissgefärbter Sandstein, dessen Korn gewöhnlich ziemlich fein ist, an einzelnen Stellen aber auch wohl gröber wird. Er enthält in seinem unteren Theile zahlreiche kleine, gelbliche oder braune Tigerflecken. In diesem Theile des Lagers ist der Sandstein, wie aus dem starken Aufbrausen desselben bei der Behandlung des Gesteins mit Salzsäure in der Kälte hervorgeht, kalkhaltig.

An der Stelle der Tigerflecken ist die Masse des Gesteins etwas porös, ein Beweis, dass hier ein Theil derselben verschwunden ist. An einzelnen Stellen ist dieselbe aber noch erhalten; es erscheinen dann statt der Flecken runde, gelbliche oder bräunliche Körnchen, die wie die Flecken beim Uebergiessen mit Salzsäure stark aufbrausen und sich darin fast vollständig auflösen. Sie bestehen also nicht aus Dolomit, sondern aus kohlensaurem Kalk. Sie sind daher wohl nichts Anderes, als Oolithkörnchen, die durch Eisenoxyd gefärbt sind.

Nach unten schieben sich zwischen die weissen, getigerten Sandsteinschichten dünne Lagen von Thon ein, die zuerst grünlichgrau gefärbt zu sein pflegen; tiefer werden diese Thonlager zahlreicher und zeigen sie hier meistens rothe Farbe, die gegen die weisse Farbe des Sandsteins stark absticht. Durch Hinzutreten dünner Lagen von gewöhnlichem rothem Sandstein geht dann der weisse Sandstein endlich in den gewöhnlichen grobkörnigen Sandstein über.

In dem oberen Theile des Sandsteinlagers finden sich an solchen Stellen, wo das Gestein vor Auslaugung geschützt war, wie unter der hohen Felswand des Heldrasteins und unter der Adolphsburg bei Treffurt zahlreiche Knollen von Gyps, zu denen sich am Heldrastein lichtgrauer, dichter Dolomit in Knollen gesellt. Dieser Dolomit ist dem Myophoriendolomit des Unstrutthales nördlich von der Schmücke ganz gleich und kann als Vorläufer dieses Lagers betrachtet werden. Das Bindemittel des Sandsteins ist in diesem Theile der Ablagerung Gyps, der an Menge nach oben hin zunimmt, den Sand rasch verdrängt und so in reinen Gyps übergeht, der hier im Hangenden des weissen Sandsteins ein mächtiges Lager bildet.

Wo der weisse Sandstein ungeschützt dem Einflusse der Witterung ausgesetzt ist, wie im freien Felde, ist das Bindemittel von Gyps aus dem Gestein ausgelaugt. Es erscheint dasselbe dann als eine wenig zusammenhängende Sandmasse, welche leicht zerfällt und zu Stubensand abgegraben wird, gerade so, wie am Thüringer Walde in der Meininger Gegend.

In dem oberen Theile des Chirotheriumsandsteins erscheinen bei Treffurt auch die bekannten kieseligen Bildungen, welche theil-

weise rothe Färbung zeigen und darnach gewöhnlich als Carneole bezeichnet werden. Neben dieser Farbe kommt an denselben aber auch sehr gewöhnlich graue Farbe vor; daneben erscheint auch Weiss, selten auch Gelb.

An manchen derartigen Steinen erscheint die Masse ganz gleichartig, wie am gewöhnlichen Feuerstein; in anderen aber sieht man in der kieseligen Masse zahlreiche Sandkörner eingeschlossen.

Der Carneol ist bei Treffurt so wenig, wie in anderen Gegenden, ein regelmässiges Vorkommen; vielmehr fehlt derselbe auf weiten Strecken oft ganz, während seine Bruchstücke an anderen Stellen zuweilen in grösster Menge, wie gesäet, auf der Erdoberfläche umherliegen.

Es ist bemerkenswerth, dass da, wo das Gypsbindemittel in dem Gestein noch völlig erhalten war, Carneole in demselben nicht angetroffen wurden, sondern nur da, wo der Gyps bereits ausgelaugt war.

Dieser Umstand, sowie das Vorkommen der zahlreichen Sandkörner in manchen Varietäten des Gesteins deutet darauf hin, dass der Carneol dieses Horizonts gar keine ursprüngliche Bildung ist, sondern dass er seine Entstehung dem Eindringen von Kieselsäure in den durch Auflösung des Gypsgehaltes porös gewordenen Sand verdankt. Es ist also ein Vorkommen ganz analog den Braunkohlenquarziten, welche auch nichts Anderes sind, als durch eingedrungene Kieselsäure verkitteter Sand.

Gegen diese Auffassung von der Entstehung der Carneole in der sogen. Carneolbank des Buntsandsteins lässt sich die weite Verbreitung derselben in diesem Niveau nicht in's Feld führen. Letztere beweist nur, dass auch an anderen weit entlegenen Punkten zur Zeit der Bildung dieser Ablagerung ähnliche Verhältnisse geherrscht haben, wie bei Treffurt. Das Meer war am Schlusse der Periode des Mittleren Buntsandsteins in einem grossen Theile Deutschlands sehr seicht geworden, sodass Gyps- und selbst Salzausscheidungen stattfinden konnten.

Chirotherienfährten wurden in der Umgegend von Treffurt in dem carneolführenden Sandstein nicht beobachtet; wohl aber

kommen solche oder ähnliche Fährten in den Steinbrüchen bei Rambach in den nicht tief unter dem carneolführenden Sandstein liegenden gewöhnlichen rothen Sandsteinen vor.

Ueber dem weissen carneolführenden Sandstein erscheint in dem Messtischblatte Treffurt an manchen Orten ein Gypslager, welches in wechselnder Mächtigkeit wahrscheinlich ursprünglich überall in dieser Gegend vorhanden gewesen, aber später an manchen Stellen ganz oder theilweise ausgelaugt worden ist. Seine Mächtigkeit ist an einzelnen Punkten eine recht erhebliche und mag am Fusse der Adolphsburg gegen 15—20 Meter erreichen.

Es ist sehr wahrscheinlich, dass in grösserer Tiefe über diesem Gypslager bei Treffurt auch Steinsalz vorkommt, ähnlich wie in der Umgebung des Thüringer Waldes, wo dieses Salz in neuerer Zeit sowohl an seiner Ost- wie Westseite durch Bohrungen bekannt geworden ist, so an der Ostseite des Gebirges bei Arnshall, wo es im Bohrloche Nr. 3 in einer Mächtigkeit von 24,67 Meter auftrat. Auf der Westseite des Thüringer Waldes wurde in einem auf einer Brauerei bei der Stadt Meiningen gestossenen Bohrloche in dem gleichen Horizonte in einigen 80 Metern Teufe gesättigte Salzsoole angetroffen, welche zweifellos aus einem hier vorkommenden Salzlager herstammte.

Dieses Steinsalz des Röthes enthielt in beiden Fällen auch etwas Kalisalz.

An der Erdoberfläche lagert über dem unteren Gypslager des Röthes, oder wo dasselbe fehlt, über dem Chirotheriensandstein ein mächtiges Lager von grauem Thon, welcher in diesem Niveau auch am Thüringer Walde und in der Rhön erscheint und für dasselbe sehr bezeichnend ist.

Wie die Bohrungen bei Arnshall gezeigt haben, bildet dieser graue Thon das Hangende des Salzlagers und enthält derselbe hier in der Tiefe der Erde Salzknoten, ähnlich wie die unteren Letten über dem Hauptsalzlager im Mittleren Zechstein.

An der Ostseite des Heldrasteins, gegen Schnellmannshausen hin, geht an einer Stelle, wo das Gypslager an der Basis des Röthes ausgelaugt ist, der graue Thon in Letten über, wie dies

unter ähnlichen Verhältnissen auch bei den Thonen des unteren Lettens des Zechsteins vorkommt.

Die höheren Schichten des Röthes bestehen im Messtischblatte Treffurt hauptsächlich aus Thonen von vorherrschend rother Farbe, in denen zahlreiche Schichten von Gyps von $^1/_4$ bis $^1/_2$ Meter Mächtigkeit vorkommen; nur ein verhältnissmässig geringer Theil dieser Ablagerung, vielleicht nur $^1/_5$ des Ganzen, unmittelbar unter dem Wellenkalk, ist frei davon.

Der Röth ist also in der Treffurter Gegend eine sehr gypsreiche Ablagerung, welche in einem übersalzenen Meere gebildet wurde. Zu Anfang dieser Periode trat sogar in diesen Gegenden für kurze Zeit eine Abschnürung eines Meerestheiles ein, so dass sich Steinsalz und selbst etwas Kalisalz ausscheiden konnte, ähnlich wie zur Zeit der Bildung des Mittleren Zechsteins. Diese Abschnürung begann, wie der Gypsgehalt dieser Schichten beweist, schon zur Zeit der Ablagerung des Chirotheriumsandsteins und hängt damit auch die weisse Farbe des Gesteins zusammen. Dieselbe ist ohne Zweifel eine ursprüngliche und für diese Ablagerung sehr charakteristisch. Allerdings treten in anderen Gegenden in diesem Niveau auch wohl andere Färbungen auf; doch ist es dann gewöhnlich das Violett, eine Färbung, welche sich an den Ablagerungen übersalzener Meere sehr häufig vorfindet, und mit dieser Eigenschaft des Wassers in einem gewissen Zusammenhange zu stehen scheint.

Man hat den carneolführenden Sandstein statt zum Mittleren auch wohl zum Oberen Buntsandstein gestellt. Aus obiger Darstellung der Verhältnisse dieser Ablagerung in der Treffurter Gegend geht hervor, dass sie den Uebergang zwischen diesen Ablagerungen bildet und ein ganz scharfer Schnitt, wie gewöhnlich, in der Natur nicht vorhanden ist. Es erscheint aber, wenn eine Grenze zwischen beiden Abtheilungen gezogen werden soll, bei der vorwiegend sandigen Natur dieser Schichten natürlicher, sie dem Mittleren Buntsandstein zuzutheilen, als dem Oberen.

H. Schröder: Bericht über die Aufnahme der Blätter Mohrin und Soldin und über Bereisung des diluvialen Mietzel-Thales.

Das Blatt Mohrin wurde in der Kartirung beendet. Die Fortsetzung der im vorigen Jahre bis zur Ziegelei Guhden verfolgten Endmoräne resp. die charakteristische Grenze zwischen Grundmoräne und Sandr setzt zwischen Charlottenhof und Neuvorwerk Bellin aus; es findet hier ein Zusammentreten der hinter (d. h. nach N. zu) der Endmoräne lagernden Grundmoräne und der Geschiebemergelflächen, die vor derselben sich über Bärwalde nach der S.-Hälfte des Blattes Wartenberg hinziehen und den grössten Theil des Blattes Fürstenfelde einnehmen. Es kann nach der Kartirung kein Zweifel sein, dass beide Geschiebemergel gleichaltrig sind und, da sie direct zusammenfliessen und durch keinerlei sandige Bildungen von einander getrennt sind, einer Vergletscherung angehören. Wie an vielen anderen Stellen, wird auch hiermit die gegentheilige Ansicht Geikie's, dass die Geschiebemergel der Mittelmark einer älteren Vergletscherung angehören, als die der Ucker- und nördlichen Neumark, widerlegt. Nordöstlich des Neuvorwerks Bellin erscheint die Endmoräne dann in den Vossbergen als eine die Umgebung überragende langgezogene Kuppe, die aus groben Kiesen und Geröllen besteht. Weiter östlich verschwinden dann wieder die topographisch auffallenden Formen der Endmoräne und an ihre Stelle tritt die durch zahlreiche Gerölle und vereinzelte Blöcke besonders hervortretende Grenze zwischen Grundmoränenlandschaft und Sandr. Diese Grenze stösst wenig nördlich Gossow an den O.-Rand des Blattes. Südlich derselben findet bei Falkenwalde unterbrochen durch eine Geschiebemergelpartie beim Dorfe Gossow selbst eine grössere Entwickelung des oberen Sandes statt, die weiter östlich auf Blatt Wartenberg an Bedeutung zunimmt. Der obere Sand legt sich bei Falkenwalde auf die Fürstenfelder Geschiebemergelmasse und wird an den Vossbergen wieder an mehreren Stellen überlagert von dem Vietnitzer Geschiebemergel, so dass diese Sande eine trennende Schicht zwischen den beiden Geschiebemergeln zu bilden

scheinen. Thatsächlich gehen jedoch beide seitlich in einander über und dies scheinbare Auftreten von zwei Geschiebemergeln ist die Folge der hier gehaltenen Ruhepause des Eis-Rückzuges, die ein mehrfaches Ineinandergreifen von Grundmoränen und fluvio-glacialen Bildungen veranlasste. Die Grundmoränenlandschaft bei Vietnitz zeigt die charakteristischen Geländeformen und ist von mehreren grossen und zahlreichen kleinen Durchragungen durchsetzt. Nach den bisherigen Untersuchungen verläuft die Endmoräne über Blatt Wartenberg und Rosenthal nach Blatt Staffelde hinüber, das sie im nördlichen Drittel in fast reiner WO.-Richtung durchschneidet.

Die Grundmoränenlandschaft dieses Blattes geht auf das südliche Drittel des nördlich anstossenden Blattes Soldin über, das in diesem Sommer in Angriff genommen wurde. Innerhalb dieses Blattes findet man die Grundmoränenlandschaft in der ihr eigenthümlich unregelmässigen Zerrissenheit bei Brügge, nördlich Schlegelsburg, bei Soldin und südlich davon bei Werblitz verbreitet. Nördlich Soldin zwischen der Stadt und Eichwerder und ein wenig nach NNO. über das Thal des »Faulen Grabens« greifend zeigt sich in dem Grundmoränengebiet eine entschiedene Neigung der Hügel, eine ausgesprochene OW.-Richtung in vielfacher Wiederholung hinter einander anzunehmen. Die Längserstreckung dieser Hügel läuft parallel der Endmoräne, ist also entstanden durch Aufschüttung und Stauung, die senkrecht zur Bewegungsrichtung des Inlandeises wirkte. Im Gegensatz zu der Drumlinlandschaft, die man mit Benutzung der von KEILHACK vorgeschlagenen Bezeichnung als Radialrückenlandschaft bezeichnen müsste, könnte man obige Landschaftsform Tangential- oder Marginalrückenlandschaft benennen. Dieselbe ist mir ausser bei Soldin bekannt von den Blättern Gr. Ziethen und Greiffenberg i/U. direct im Anschluss an die Endmoräne, von den Blättern Angermünde, Schwedt und Brüssow und fällt zum Theil zusammen mit dem von mir angewandten Terminus »Durchragungszone«. Durchragungen kommen in diesem oberflächlich aus Grundmoräne bestehenden Parallelrücken selten vor; nordöstlich Soldin häufen sie sich etwas.

Ueber Rehnitz hinweg ist die typische Grundmoränenlandschaft durch einen von Durchragungen durchsetzten niedrigen Mergelzug

westlich Louisenhof mit der Glasower Geschiebemergelhöhe verbunden, die ihrerseits wieder durch höhenbildende obere Sande von der Wuthenower Geschiebemergelmasse getrennt ist. Letztere liegt bereits innerhalb der grossen Sand- und Grandmassen, die als Sandr der durch das nördlich anstossende Blatt Lippehne ziehenden Beyersdorfer Endmoräne aufzufassen sind. Die hierzu gehörigen nördlichen Randgebiete des Blattes Soldin bestehen im W. aus mächtigen oberen Sanden, unter welchen nur an wenigen Stellen der obere Mergel beobachtet wurde, und im Osten aus oberem Mergel, der mit mehr oder minder grossen Fetzen oberen Sandes bedeckt ist. Obere Sande durchziehen auch die südliche Grundmoränenlandschaft in Gestalt einer Rinne, die jetzt von dem »Faulen Graben« benutzt wird. Ebenso ist die Rinne des Rehnitzer Klietz-Sees von solchen Sanden begleitet, die sich über Mietzelfelde mit denen der oben genannten Rinne vereinigen. Ferner besitzt wahrscheinlich die Rinne des Soldiner Sees eine solch hochgelegene Fortsetzung nach S. zu über Liebenfelde, wenigstens sind die Sande nordwestlich Marienau oberdiluvial. Es wird somit eine Verbindung des Sandrs der Beyersdorfer Endmoräne mit dem Sandr der grossen südbaltischen auf Blatt Staffelde befindlichen Endmoräne durch die Grundmoränenlandschaft der letzteren hindurch hergestellt. Diese eben beschriebenen und in ihrer Verbreitung kurz skizzirten Sand- und Geschiebemergelmassen erscheinen als coupirte Hochfläche gegenüber den fast ebenen Niederflächen, die den übrigen Theil des Blattes einnehmen. Dieselben schliessen sich den grossen Seen, dem Soldiner See, Lübbesee, Zollener See, Kloppsee, Bandinsee mit ihren mehr oder minder grossen Alluvionen an. Petrographisch bestehen diese Flächen aus feinen Sanden, Mergelsanden und Thonmergeln und repräsentiren das Sedimentationsgebiet der nach Versandung der oben genannten Hochrinnen noch von der Beyersdorfer Endmoräne herabkommenden und von der südbaltischen Moräne aufgestauten Wassermassen. Bei Simonsdorf und nordnordöstlich und östlich Rehnitz gehören ausgedehnte Flächen zu diesen Staubildungen und nehmen auf dem östlich anstossenden Blatt Karzig, wo sie einen Durchlass durch die Moräne besitzen, noch

an Ausdehnung zu. Die Meereshöhe dieser Stausande und Thonmergel liegt zwischen 60 und 70 Meter, während die Hochflächen sich von 70—90 Meter erheben.

Bemerkenswerth ist noch das Vorkommen von mitteloligocänem Septarienthon mit Foraminiferen, der bereits vor mehreren Jahren von KEILHACK und mir in der Ziegeleigrube zwischen Mietzelfelde und Soldin beobachtet wurde. Derselbe hat sich noch an mehreren Punkten gefunden und wird begleitet von z. Th. glaukonitischen Glimmersanden, die von Brauneisensteinlagen durchsetzt werden und kuglige Sandsteinconcretionen mit Versteinerungen enthalten. Wahrscheinlich liegt hier Stettiner Sand vor.

Die Bereisung des diluvialen Mietzelthales innerhalb der Blätter Gr. Fahlenwerder, Staffelde, Neudamm und Quartschen hat das Resultat ergeben, dass die auf Blatt Quartschen und Neudamm z. Th. bereits von Herrn WÖLFER festgestellten Thalterrassen einem Thale angehören, das sich von der Mündung des Mietzelthales in die Thalsandfläche des Oderthales beim Bahnhof Neumühl-Kutzdorf in SW.—NO.- bis ONO.-Richtung bis auf das Blatt Gr. Fahlenwerder verfolgen lässt. Das Thal beginnt östlich der Modderwiesen bei Oberförsterei Lichtefleck auf Gr. Fahlenwerder in zwei schmalen Torfrinnen, erweitert sich sofort V-förmig, wird nahe an seinem Ursprung von dem Marwitzer Mühlenfliess durchquert und zeigt namentlich nördlich Lichtefleck deutliche Thalränder. Es setzt sich in ONO.-Richtung über Gr. Fahlenwerder fort und vereinigt sich bei Nesselgrund mit einem aus gleicher Richtung kommenden, mehr nördlich gelegenen Thal. Mehrere sich verzweigende Flussarme lassen hier zwischen sich inselartig Erosionspfeiler der Hochfläche stehen. Dieselben vereinigen sich wieder bei Vw. Winkel zu einem einheitlichen Thal mit deutlichem Rande zwischen diesem Vorwerk und Vw. Hohenfeld, bei welchem eine Verengung stattfindet. In Folge von Zuflüssen, die von Blatt Rosenthal herabkommen, erweitert sich südlich Berneuchen das Thal wieder; die Thalränder sind auf beiden Seiten deutlich ausgeprägt Ein Gleiches ist auch weiter thalabwärts der Fall auf dem NW.-Ufer im »Schlafwinkel«, während dagegen das SO.-Ufer in allmählicher Steigung in den Sandr zwischen Neudamm und

Kerstenbrügge übergeht. Westlich und südwestlich Neudamm ist das Thal durch eine Geschiebemergelbarre mit Durchragungen ausserordentlich eingeengt und hat einen nur schmalen Abfluss durch die Darre in die Alluvionen bei Nabern und Darmietzel besessen. Bei letzterem Ort bildet sich wieder eine deutliche Terrasse heraus, welche die Hochfläche mit Erosion bis auf den Unteren Mergel durchschneidet und in deutlichster Weise über Quartschen und Kutzdorf bis zum diluvialen Oderthal verfolgt werden kann. Hier ist dieselbe mit Erosionsrand von der Terrasse des Oderthales abgeschnitten. Das diluviale Mietzelthal ist also älter als die bei seiner Ausmündung entwickelten Oderterrassen. Da letztere hier der mittleren Thalstufe angehören, so dürfte die diluviale Mietzel der höchsten Stufe angehören und als ein Nebenfluss des Urstroms, des Thorn-Eberswalder Hauptthales, anzusehen sein. Seine Einmündung in dasselbe hat ursprünglich weiter nach SW. gelegen.

P. Krusch: Bericht über die Aufnahmearbeiten auf den Blättern Schönfliess N. M. und Wartenberg.

Die geologischen Verhältnisse der Blätter Schönfliess N. M und Wartenberg werden durch die Hinterpommersch-Neumärkische Endmoräne oder ihre äquivalenten Bildungen auf Blatt Wartenberg bedingt. Der auf einem grossen Theil seiner Ausdehnung mit bedeutender Blockpackung auftretende Höhenzug ist auf Blatt Wartenberg nicht mehr zu finden. Die geologische Aufnahme ergiebt eine vielfach gelappte Grenze des Oberen Geschiebemergels gegen den Oberen Sand (Sandr), und als einziges Zeichen des einstmaligen Gletscherstillstandes ist die Geschiebemergelgrenzzone in einer Breite von ca. 3 Kilometer mit grossen, zum Theil mehrere Cubikmeter haltenden, nordischen Geschieben bestreut. Heute beschränkt sich die Geschiebeanhäufung, die seit vielen Jahrhunderten das Baumaterial für die Strassen und die zahlreichen Gutsgebäude lieferte, hauptsächlich auf die Wegeränder und Gemeindegrenzen. Als Blockpackung konnten zwei Punkte im nordöstlichen Theile des Blattes Wartenberg angegeben werden. Hier liegt Block auf Block; die kleinen Zwischenräume sind mit Mergel

ausgefüllt. Dennoch möchte ich die Bildungen nicht als typische Endmoränenblockpackung ansehen, sondern nur als Stellen, an denen der Geschiebemergel sehr geschiebereich ist. Dass der mit grossen Blöcken bestreute Mergelstreifen thatsächlich das Aequivalent der im Allgemeinen wallartig ausgebildeten Endmoräne bildet, ergiebt sich daraus, dass sich hinter ihm — also nach Norden — die Grundmoränenlandschaft und vor ihm — also nach Süden — der ebene Sandr ausdehnt.

Die im Allgemeinen nur von kleineren Oberen-Sand-Fetzen bedeckte Grundmoränenlandschaft ist in einer Breite von 4 bis 5 Kilometer von der Sandr-Grenze an stark coupirt, während sie weiter nördlich ein fast ebenes, sich sanft nach Norden verflachendes Plateau darstellt.

Der Sandr ist sehr mächtig, wie mir aus dem steilen Einschiessen des Mergels an der Grenze und dem Mangel an Mergelfundpunkten innerhalb der Sandfläche hervorzugehen scheint. Flächen mit grandiger und noch gröberer Bestreuung sind häufig und ausgedehnt.

In Zusammenhang mit dem Eisstillstande auf Blatt Wartenberg steht vielleicht der im westlichen Theile des Blattes Schönfliess sich aus dem Plateau erhebende, nordsüdlich streichende Höhenzug, welcher am Forsthaus Steinwehr beginnend in den Münzenbergen (108 Meter), den Karpathen (90 Meter) und den Bergen rund um das Dorf Blankenfelde (90—105 Meter) die höchsten Punkte erreicht. Südlich vom letztgenannten Dorf verliert er sich in der stark coupirten Grundmoränenlandschaft, die hier in Folge ihres allmählichen Ansteigens nach Süden Kuppen von 112 Meter Meereshöhe aufweist. Auf der Schröder'schen Karte der »Endmoränen und Terrassen im untern Theil des Oderstromgebietes« (im Manuscript vorliegend) erkennt man, dass in vielen Fällen da, wo zwei Endmoränenbogen unter spitzem Winkel zusammenstossen, ein ungefähr nordsüdlich streichender, aus Geschiebemergel und Oberem Sand bestehender Höhenzug, dem nicht selten höhere Punkte angehören als dem Endmoränenwall selbst, auftritt. Die Grundmoränen-Sandr-Grenze auf Blatt Wartenberg liegt an der Westgrenze der Section nördlich von Gossow, wendet

sich dann nördlich über Belgen, wird hier durch eine vom Göllner See (Blatt Königsberg) kommende Sandrinne, in der der Belger See liegt, unterbrochen und steigt, wenn man den Oberen Sand östlich von Nordhausen in Betracht zieht, hoch nach Norden hinauf, um östlich von der genannten Sandpartie nach Süden umzubiegen und im Grossen und Ganzen ostwestlich zu verlaufen. Auch auf Blatt Wartenberg östlich von Nordhausen scheinen sich demnach zwei Eiszungen unter spitzem Winkel berührt zu haben. Die in der nördlichen Verlängerung liegenden, aus Geschiebemergel und Oberem Sand bestehenden Höhen wären dann dadurch entstanden, dass die beiden am Rande dünnen Eiszungen den Mergel durch östlichen und westlichen Druck emporpressten und beim Abschmelzen theilweise mit Oberem Sand bedeckten.

Auf den zeitweiligen Stillstand des Eises sind auch die Thon- und Sandablagerungen in der Schönfliess-Stresower-Rinne zurückzuführen. (Vergl. MICHAEL: Bericht über die Aufnahmearbeiten auf den Blättern Wildenbruch, Schwochow und Beyersdorf. Dieses Jahrbuch für 1896, S. LXVIII.) Allem Anschein nach handelt es sich hier um eine unter dem Inlandeis vorhanden gewesene Rinne, die durch die Bewegung des Gletschers gebildet, von ihm mit Geschiebemergel ausgekleidet wurde. Die sich in ihr unter dem Eise ansammelnden Schmelzwasser setzten die mitgeführten Sand- und Thonpartikelchen ab und bildeten so die Schönfliesser Ziegelthone. Das beständig von Süden zufliessende Wasser hat auf Blatt Schönfliess nur stellenweise durch Erosion den unterdiluvialen Sand freilegt.

In der südlichen Verlängerung der Senke liegt auf dem Plateau ein ca. 1 Kilometer breiter Streifen Oberen Sandes, der nördlich von Wartenberg (Blatt Wartenberg) mit dem Sandr in Verbindung steht. Dieser Sandstreifen ist dadurch zu erklären, dass hier ein Gletscherthor vorhanden war, dass also östlich und westlich von dem Sandstreifen das Eis auf der Grundmoräne auflag und dass deshalb die Schmelzwasser den Sand hauptsächlich in der Mitte des Thores aufhäuften.

Von jüngerem Alter sind die Sande im Thale der Roericke, welches von der Westseite in die Schönfliess-Stresower Rinne bei

Schönfliess einmündet. Diese Ablagerungen entsprechen der oberen Stufe der Sande im Mantelthal (Blatt Königsberg. Vergl. dieses Jahrbuch für 1896, S. LXVI), sind aber im Gegensatz zur dortigen Bildung zum bei weitem grössten Theil dem Oberen Mergel aufgelagert.

C. Gagel: Bericht über die Aufnahmearbeiten auf den Blättern Uchtdorf und Wildenbruch.

Blatt Uchtdorf, unmittelbar nördlich von Königsberg (Neumark) gelegen, gehört mit seinem grösseren östlichen Theile der pommerschen Hochfläche an und nur etwas über $^1/_3$ im westlichen Theile des Blattes gehört zum Oderthale, dessen Thalsohle, das Oderbruch, hier schon in 0,7 — 0,8 Meter Meereshöhe liegt, während die dazu gehörigen Thalsandterrassen sich bis zu 10 bezw. 25 Meter Höhe erheben; die Hochfläche dagegen liegt in etwa 50 — 70 Meter Höhe und weist an einzelnen Stellen der Kehrberger Forst noch grössere, bis 92,2 Meter ansteigende Erhebungen auf. Der grösste Theil dieser Hochfläche zeigt eine nur schwach wellige, ziemlich gleichmässige Oberfläche, auf der nur geringe, allmählich abfallende Höhenunterschiede vorkommen und bildet eine auf grosse Strecken von mehr oder minder mächtigen Oberen Sanden bedeckte Geschiebemergellandschaft; dagegen zeigen die Roderbecker und besonders die Kehrberger Forst eine ausserordentlich stark coupirte Oberfläche mit auffallend grossen und schroffen Niveauverschiedenheiten; es ist ein schneller und stetiger Wechsel von steilen, rundlichen oder länglichen Hügeln, tiefen runden Kesseln und regellos vertheilten schluchtenartigen Vertiefungen. In diesem Gebiet ist augenscheinlich die modellirende Kraft des alten Inlandeisrandes und der daraus hervortretenden Schmelzwasser zu ganz besonders energischer und andauernder Thätigkeit gelangt; Aufschüttung und Erosion sind hier im steten Wechsel an dem Aufbau der Gegend betheiligt gewesen, die bedeckt ist von Oberen Sanden, welche in ihrer Mächtigkeit die stärksten Schwankungen aufweisen, bald nur als ein dünner Schleier über unterdiluvialen Bildungen liegen, bald zu mächtigen Hügeln anschwellen, unter denen man bei günstigen

Aufschlüssen tief am Grunde den Oberen Geschiebemergel nachweisen kann. In sehr grosser Verbreitung, aber immer nur ganz geringer Ausdehnung, stossen durch diese Oberen Sande zahlreiche Kuppen von Oberem Geschiebemergel, unterdiluvialem Thonmergel und Unteren Sanden durch; letztere nur dann mit Sicherheit nachweisbar und auf der Karte auszuzeichnen, wenn sich auf ihnen noch kleine Fetzen des zerstörten Oberen Geschiebemergels erhalten haben, in Wirklichkeit aber wahrscheinlich noch sehr viel häufiger vorhanden, was sich aber mangels eines durchgehenden petrographischen Unterschiedes nicht mit Gewissheit nachweisen lässt. Die Oberen Sande, die dieses Gebiet bedecken, führen eine stellenweise recht auffallende Menge grosser Geschiebe.

Alles dieses zusammen weist darauf hin, dass wenn es hier auch zur Ausbildung einer eigentlichen Endmoräne nicht gekommen ist, wir es doch hier dem Wesen nach mit einer analogen Bildung zu thun haben, dass dieses Gebiet eine Stelle bezeichnet, an der für längere Zeit der Rand des alten Inlandeises gelegen hat. Der ganze Zug, der, etwa in der Mitte des Nordrandes von Fiddichow her auf das Blatt übertretend, zuerst eine reine N.—S.-Richtung einhält, dann immer deutlicher in die NW.—SO.-Richtung abschwenkt, lässt sich topographisch nur bis etwa an die Stettin-Küstriner Bahnlinie verfolgen; jenseits dieser Bahnlinie hören sowohl die zahlreichen Durchragungen des Unteren Diluviums wie die auffallenden topographischen Formen auf und es bleibt nur die ausgedehnte Bedeckung des Oberen Geschiebemergels mit Oberen Sanden übrig, bis sich etwa südlich von Selchow auf dem daneben liegenden Blatt Wildenbruch auch diese allmählich verlieren, genau in der Höhe der weiter östlich auftretenden O.—W. streichenden Hünenberge.

Diese ganzen Verhältnisse lassen es als sicher erscheinen, dass dieser Zug die Fortsetzung der von Michael im östlichen Theile von Blatt Wildenbruch und auf Blatt Beyersdorf aufgefundenen Endmoräne darstellt, und dass diese nicht, wie Michael vermuthet (dieses Jahrbuch für 1896, S. LXXII), durch die kleinen, viel zu zerstreut und zusammenhangslos liegenden Durchragungen bei Selchow und Wilhelmswalde gebildet wird.

Von Interesse sind ferner auf Blatt Uchtdorf die Thalbildungen. An das eigentliche, die NW.-Ecke des Blattes einnehmende Oderthal, das nur von Schlickablagerungen ausgefüllt ist, schliesst sich nach SW. eine grosse halbkreisförmige Einbuchtung in das Diluvialplateau, die von zwei z. Th. scharf von einander getrennten, z. Th. auch allmählich in einander übergehenden Thalsandterrassen eingenommen wird und in die von Süden her ein breites Thal einmündet, die Fortsetzung des von Krusch (dieses Jahrbuch für 1896, S. LXVI) beschriebenen Mantelthales, das durch eine in der Mitte gelegene Diluvialinsel in zwei Theile getheilt wird, in dessen östlichem Theil die Röhricke fliesst, dessen westlicher Theil aber, soweit er nicht vom Krimosee eingenommen wird, ganz trocken liegt. Dass die vorerwähnte grosse Einbuchtung in das Diluvialplateau mit ihren Thalsandterrassen nicht von der Oder aus und ebenso wenig von dem von Süden her einmündenden Mantelthal aus gebildet sein kann, lehrt der erste Blick auf die Karte; eine Erklärung dafür findet sich erst, wenn man die weiter nordwestlich gelegene Umgebung betrachtet, wo auf der anderen Seite der Oder sich das grosse Randowthal abzweigt, in dessen genauer Verlängerung diese Einbuchtung liegt und das, wie Beushausen (dieses Jahrbuch für 1894, S. LXVI) nachgewiesen hat, gegen Ende der letzten Vereisung ein Hauptabflussthal der Abschmelzgewässer gewesen ist. Nur durch den Anprall der aus diesem grossen Thal hervorbrechenden gewaltigen Wassermassen ist diese weite Auskolkung zu erklären, deren höhere Terrasse wenigstens theilweise nicht durch Aufschüttung, sondern durch Abrasion gebildet ist. Diese höhere Terrasse verläuft bei etwa 20—25 Meter Meereshöhe im NO. und O. ganz allmählich in das Diluvialplateau, im Süden schneidet sie dagegen mit einem deutlichen Erosionsrand gegen dasselbe ab. Die tiefere bis zu etwa 8—12 Meter Höhe sich erhebende Terrasse bildet südlich von den Sonnenbergen und nördlich von Grabow und Reichenfelde einen deutlichen mehr oder minder hohen Absatz gegen sie, an anderen Stellen verläuft sie ebenfalls ganz allmählich in die höhere Terrasse.

Fast auf der Grenze der beiden Blätter Uchtdorf und

Wildenbruch zieht sich von N. nach S. ein Hochthal durch das Diluvialplateau, die Fortsetzung der von MÜLLER beschriebenen Liebitz-Rinne (dieses Jahrbuch für 1892, S. LXVI). Es wird im Norden eingenommen durch die beiden Colbitzseen und dann nur von der kümmerlichen Wasserader des Selchower Mühlenfliesses durchzogen. Es weist nur z. Th. Erosionsränder auf, so besonders im Süden an seiner Einmündung in's Röhricke-thal; an vielen Stellen dagegen senkt sich der Obere Geschiebemergel bis auf die Thalsohle hinab, ja zieht sich sogar noch unter die seinen Boden bedeckenden Thalsande herunter. Auch in das gerade noch auf den Südrand des Blattes Uchtdorf übertretende Röhricketbal, dessen Terrasse hier bei etwa 30 Meter liegt und das meistens sehr hohe steile Erosionsränder aufweist, zieht sich an einer Stelle, im NW. vom Gute Röhrchen, der Obere Geschiebemergel ganz allmählich hinein und taucht unter dessen Thalsande unter.

R. MICHAEL: Wissenschaftlicher Bericht zu Blatt Schwochow und Beyersdorf.

Durch die Kartirung des Jahres 1897 wurden die beiden im Jahre 1896 begonnenen Blätter Schwochow und Beyersdorf fertig gestellt. Die im vorjährigen Berichte [1]) ausgesprochene Vermuthung, dass die Durchragungszüge der Gegend von Schwochow, Beelitz, Leine, Alt-Grape und Isinger das östliche zugartig entwickelte Bogenstück, die breite Zone z. Th. ausserordentlich mächtiger oberdiluvialer Sande südlich Schwochow das zugehörige Stirnstück eines neuen Endmoränen-Abschnittes darstellen, dessen westliches Gegenstück auf dem linken Oderufer nordwestlich Greifenhagen bekannt ist, hat durch die specielle Aufnahme ihre Bestätigung erhalten. Der mehr als auffällige Reichthum des oberen Sandes und oberen Geschiebemergels an grossen Geschieben jeder Art ist auf das Gebiet innerhalb der Durchragungs-Zone und der oberen Sandberge beschränkt; bezüglich der geologischen Zusammensetzung der einzelnen Durchragungszüge braucht nur

[1]) R. MICHAEL, dieses Jahrbuch für 1896, S. LXXIII ff.

bemerkt zu werden, dass es die gewöhnliche und typische ist, auch echte Blockpackung wurde stellenweise beobachtet. Sie bilden die Fortsetzung der von MÜLLER[1]) beschriebenen Züge von Wartenberg, Babin und Alt-Falkenberg (Blatt Neumark) und verlaufen zunächst in nordsüdlicher, dann z. Th. westlicher, im Allgemeinen in südwestlicher Richtung in mehrfachen parallelen Reihen, die als Repetitionen aufzufassen sind und convergiren alle gegen die obere Sandpartie, liegen also im Allgemeinen senkrecht zu der für dieses Gebiet anzunehmenden Richtung der Bewegung des Inlandeises; im Einzelnen sind zu nennen:

1) ein Zug östlich von Isinger, Richtung zuerst von NW. nach SO., dann von N. nach S.,

2) ein Zug südwestlich von Isinger, wie der vorige erst von NW. nach SO., dann von N. nach S. gerichtet; in seiner Fortsetzung liegt durch eine 500 Meter von Moormergel erfüllte Senke getrennt:

3) ein Zug, welcher zunächst in südwestlicher Richtung verläuft und über die Chaussee nördlich Alt-Grape hinüber setzt, dann eine westliche Richtung, schliesslich scharf aufbiegend eine nordnordwestliche einschlägt und an der Chaussee östlich Leine absetzt,

4) ein Zug westlich Isinger, auf Blatt Neumark sich zunächst von NW. nach SO., dann nach S. wendend, welche Richtung er, mehrfach unterbrochen, im Allgemeinen beibehält; im oberen Abschnitt kommt eine südwestliche, im unteren eine südöstliche Erstreckung zur Geltung,

5) der Heideberg und seine Fortsetzung westlich Isinger, Richtung NO.—SW.,

6) der Fuchsberg nördlich Leine, Richtung ONO.—WSW.,

7) die Rupprechtsberge südlich Beelitz, zunächst genau nordsüdlich, dann in südwestlicher Richtung verlaufend.

Ausserdem sind eine ganze Reihe kleinerer Durchragungen Unterer Sande zu erwähnen, die westlich Alt-Grape, südlich Leine, auch südlich Beelitz zwischen den erwähnten Zügen auftreten und

[1]) G. MÜLLER, dieses Jahrbuch für 1894, S. LXIX.

gleichfalls eine nordsüdliche, dann nordöstlich-südwestliche Anordnung zeigen.

Der Fuchsberg No. 6 und der von NW. nach SO. sich erstreckende Abschnitt des Durchragungszuges No. 2 sind von KEILHACK[1]) auf seiner Karte als »Drumlins« angegeben worden; ich kann mich dieser Benennung aber nicht anschliessen, ebensowenig wie ich in dem Gelände nördlich Alt-Grape zwischen dem Schwochower und Isinger Graben, wo KEILHACK gleichfalls auf seiner Karte einige Kuppen des Messtischblattes durch die Bezeichnung als Drumlins hervorhebt, eine »Rückenlandschaft« in dem von ihm gebrauchten Sinne[2]) wahrnehmen kann; die einzigen im Landschaftsbilde deutlich ausgeprägten und hervortretenden Rücken sind eben Durchragungszüge d. h. endmoränenartige Gebilde von vielfach wechselnder Richtung, das Gelände zeigt keine Formen von ausgesprochenem Parallelismus, sondern mindestens ebenso viele, die zur Bewegungsrichtung des Inlandeises entgegengesetzt verlaufen.

Das Gelände südlich Beelitz und nördlich Schwochow hat den Charakter der Grundmoränenlandschaft; derselbe geht südlich der oberen Sandpartie verloren und macht sich erst weiter südlich auf Blatt Beyersdorf mit der Annäherung zu der dortigen Endmoräne in erhöhtem Maasse geltend.

Nördlich Bahn setzt topographisch und geologisch als solche gekennzeichnet eine Senke an, welche sich in nordöstlicher, dann östlicher Richtung über Rohrsdorf fortzieht und westlich Loist endigt; sie stellt ein altes Seebecken, ein Nebenthal zur Wildenbrucher Rinne dar.

Es soll nicht unterdrückt werden und ich habe darauf bereits im Berichte des Vorjahres hingewiesen, dass die erwähnten Durchragungszüge in ihrer Deutlichkeit gegenüber denen des linken Oderufers zurückstehen und ihre Endmoränennatur nur aus einer Betrachtung der gesammten Erscheinungen verständlich wird.

Ungleich schärfer und überzeugender markirt sich aber die im Berichte des Vorjahres gleichfalls bereits erwähnte, nächst

[1]) KEILHACK, dieses Jahrbuch für 1896, S. 163 ff.

[2]) l. c. p. 188.

südlichere Etappe beim Zurückweichen des Inlandeises, nämlich die Beyersdorfer Endmoräne, deren Auftreten auf Blatt Beyersdorf bereits im Jahre 1895 von H. SCHRÖDER und mir auf einer gemeinschaftlichen Excursion festgestellt und deren Entwickelung auf Blatt Wildenbruch durch die Aufnahmen des vorigen Jahres nachgewiesen werden konnte.

Ihr weiterer Verlauf auf Blatt Beyersdorf im Einzelnen wurde in diesem Sommer verfolgt: in einer nur selten in gleicher Weise nachweisbaren fast modellartigen Klarheit und Deutlichkeit ist sie südlich Beyersdorf und Marienwerder, namentlich westlich und östlich des nach Krauseiche und Kerkow führenden Weges entwickelt, von hier aus in ostsüdöstlicher Richtung bis zur Blattgrenze als ein kaum unterbrochener Zug mächtiger und typischer Blockpackung von fast 6 Kilometer Länge und meist 100 Meter Breite (Eckernberg, Teufelsberg, Galgenberg). Natürlich hat sich die Bevölkerung den grossen Steinreichthum der Endmoräne nach Kräften zu Nutze gemacht; in vielen Steingruben sind im Laufe der letzten Jahre längs des Zuges südlich Marienwerder viele Tausende von Kubikmetern gefördert worden, ohne den vorhandenen Vorrath auch nur annähernd zu erschöpfen; grosse Aufschlüsse zeigen deutlich die Zusammensetzung der »Steinberge«. Die Blockpackung, stellenweise bis 10 Meter mächtig, ist nicht etwa dem Geschiebemergel regelmässig aufgelagert, sondern mit demselben auf das Innigste und Regelloseste verknüpft; es tritt Blockpackung auch unter Geschiebemergel und den untenlagernden Sanden auf, sie ist ferner nicht nur auf die topographisch scharf markirten Erhebungen und höchsten Kämme beschränkt, auch in den Gründen wechsellagert sie mit Sand und Lehm, wie mehrfach durch gelegentlich tiefe Grabungen festgestellt worden ist. Das Bindemittel der Blockpackung wechselt ebenso; oft liegt Stein auf Stein, oft sind es kleinere Geschiebe, oft Kies, lehmige Sande, feine Mergelsande, kurz alles durcheinander.

Die typische Grundmoränenlandschaft hinter der Moräne ist namentlich bei Marienwerder von zahlreichen Durchragungen durchsetzt; die Zahl, Grösse und Häufigkeit der Geschiebe nimmt bis zu einer vollständigen Geschiebebeschüttung mit der Annäherung

zur Endmoräne zu. Ungemein scharf schneidet die Endmoräne die Grundmoränenlandschaft von einem mächtig entwickelten Sandr ab, der die Gegend von Krauseiche, den Hohenziethener, Kerkower Forst und das Gelände von Flachswinkel erfüllt und in allen seinen Verhältnissen und Erscheinungsformen den in der Litteratur bekannten und geschilderten gleichen Ablagerungen entspricht.

Während auch die Grösse der einzelnen Geschiebe auf der Endmoräne eine ganz beträchtliche ist und Blöcke von mehreren Kubikmetern Inhalt sehr häufig auftreten, solche von 10 Kubikmeter und darüber durchaus keine Seltenheit sind, liessen sich im Sande keine Gerölle von viel über Kopfgrösse nachweisen, so mächtig auch die Kiesbeschüttung unmittelbar vor der Endmoräne an vielen Stellen auftritt.

Dieser Gegensatz macht sich auch in der Beackerung geltend; bis zu dem höchsten Kamm, der von ihr frei gelassen wird, ist üppigster Weizenboden, dessen Güte nur durch die Brandstellen im Lehmboden, die Durchragungen unterer Sande, beeinträchtigt wird; der Sandboden vor der Endmoräne gestattet kaum den Anbau von Lupinen und Kartoffeln. Nur unmittelbar vor ihr hat die zuerst noch lehmige Beschaffenheit der Verwitterungsrinde der gröberen Sande stellenweise zu anderen Versuchen verleitet, die aber immer wieder aufgegeben wurden; zur Zeit ist man sogar damit begriffen, das ganze beackerte Gebiet südlich des Teufelsberges, das Terrain des Vorwerkes Flachswinkel wieder aufzuforsten, weil kein Anbau lohnt.

Westlich von dem Beyersdorf-Kerkower Wege lässt sich die Fortsetzung der Endmoräne unschwer in dem kleinen Waldstreifen verfolgen, der sich zwischen Grundmoränenlandschaft und Sandr in nordwestlicher Richtung fortzieht; es sind zwar keine Aufschlüsse vorhanden, doch verrathen die nur mit sehr dichtem Kiefergestrüpp bestandenen, für Spaten und Bohrer undurchdringlichen Berge durch ihre scharfen Formen und die oberflächlich vielfach zerstreuten, z. Th. sehr grossen Blöcke ihre Endmoränen-Natur. In dem Königlichen Forst Wildenbruch, nördlich der Kyff-Haide, scheint eine Aufbiegung der Endmoräne nach N. stattzufinden, wie ein Blick auf die geologische Karte vermuthen lässt.

Die Oberfläche der Jagen 44, 45 und 41 erfüllen wüste Mengen grober Sande, innerhalb deren einige nordsüdlich gerichtete Kiesberge auftreten, eine Erscheinung, die auch vor dem westlichsten Theile des eigentlichen Blockpackungs-Zuges in den Hohenziethener Forst zu beobachten ist; grosse und kleine Blöcke in zahlloser Menge sind hier ebenso verstreut, wie an der Grenze dieses Sandgebietes gegen die Grundmoränenlandschaft in den Jagen 49, 50 und 51. Südlich von dem Forsthaus Wildenbruch (dem früheren Chausseehaus) biegt die Sandpartie wieder nach S. zurück. Ein Durchragungsrücken zwischen Jagen 51 und 50 scheint noch zur Endmoräne zu gehören, die Sande und Kiese selbst sind zum überwiegenden Theile Aufschüttungsmassen, wenngleich hie und da auch durch Partien wenig mächtigen Geschiebemergels innerhalb der Sandmassen untere Sande und Grande durchstossen. In dem Gelände südlich Gornow und nördlich Linde ist die Moräne gleichfalls nicht mehr unmittelbar nachzuweisen, wenngleich auch die starke Geschiebebestreuung, die ausserordentlich belebte Form der Grundmoränenlandschaft und zahlreiche kleinere Durchragungsrücken die stattgehabten Einwirkungen des Eisrandes auf den Untergrund sichtbar machen. Auch die Partien oberer Sande südlich Linde deuten darauf hin, während sonst der Geschiebelehm hinter dem Endmoränenabschnitt von aufgeschütteten Sanden fast vollkommen frei ist.

Mit den vielen kleinen Durchragungen westlich Gornow ist der Anschluss an die Hünenberge erreicht, die östlichsten auf Blatt Wildenbruch vorhandenen Vertreter der Endmoräne. Hier und in den westlich der Wildenbrucher Rinne auftretenden Bauernbuschbergen äussern sich, wie im vorigen Jahre bereits nachgewiesen worden ist, die Endmoränen geologisch als Durchragungen unterer Sande, hervorgerufen durch Stauungen des Untergrundes beim längeren Verweilen des Eisrandes auf demselben. An beiden hat, wohl in Folge ihrer örtlichen Lage zur Wildenbrucher Rinne, nachträglich Erosion an der Gestaltung des topographischen Bildes mitgewirkt, bei den Hünenbergen haben auch Neu-Aufschüttungen stattgefunden, die ja für die übrigen Theile der Beyersdorfer Endmoräne die Regel sind.

Es darf wohl behauptet werden, dass alle Details einer Endmoräne selten auf knappem Raume so deutlich und klar sich beobachten lassen, wie auf dem erst geschilderten Abschnitte derselben südlich Marienwerder. Hier decken sich auf weite Erstreckung Blockpackungszug und Endmoräne; es wäre aber trotzdem nicht richtig, und davon ist wohl jeder, der den Verlauf von Endmoränen eingehender aufgenommen hat, überzeugt, wenn man Blockpackung als das eigentlichste Merkmal der Endmoränen bezeichnen wollte, wie es GOTTSCHE[1]) anzunehmen geneigt ist. Die allgemeine Blüthenlese von Charakteren der Endmoränen in verschiedenen Ländern, die der Verfasser zusammenstellt und mit einem gewissen Befremden wiedergiebt, zeigt in ganz richtiger Weise die Erscheinungsformen von Endmoränen auch in weit kleineren Räumen; wenn man von solchen Stellen, wo das Bild sich vollständig darbietet, ausgeht, wird man unschwer auch anderwärts die einzelnen Züge wiedererkennen und zu einem richtigen Gesammtbild vereinigen, selbst wo die Verhältnisse auf den ersten Blick nicht so klar zu liegen scheinen.

Die nähere und weitere Umgebung des Ziethen- und Holz-Sees und Theile der Pyritzer Stadtforst nördlich von Marienwerder und nördlich und östlich von Beyersdorf werden von Beckensanden, Thonmergeln und Kalkablagerungen erfüllt und stellen ein ausgedehntes Staubecken hinter der Beyersdorfer Endmoräne dar.

Es sei hier zum Schluss noch auf eine Erscheinung hingewiesen, die beim ersten Ansehen einigermaassen befremdend zu sein scheint. In dem weiten Gebiet zwischen der durch die Durchragungszüge des nördlichen Theiles von Blatt Schwochow bezeichneten Etappe und der Beyersdorfer Endmoräne treten etwa in einer durch die Orte Beyersdorf, Eichelshagen, Gr. Mölln, Köselitz, Rackitt und Neu-Grape bezeichneten Linie weitere Durchragungszüge auf, zum Theil als überraschend scharf markirte Wälle. Es sind dies:

---

[1]) GOTTSCHE, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. Mittheil. d. Geogr. Ges. Hamburg 1897, Bd. XIII, S. 13.

1) ein bogenförmig nach W. gekrümmter Zug östlich Beyersdorf, südlich des Grossen Holzsees,

2) ein von N. — S. langgestreckter Rücken südlich Eichelshagen,

3) ein in südwestlicher Richtung verlaufender Geschiebewall im Pyritzer Stadtforst nördlich der Försterei,

4) mehrere kleinere Züge östlich Gross Mölln,

5) 2 Rücken südlich Köselitz, der eine noch auf Blatt Beyersdorf gelegen, von NO. nach SW., der andere unmittelbar am Dorfe von ONO. nach WSW. gerichtet,

6) ein scharf markirter im Allgemeinen nordsüdlich gerichteter doch bogenförmiger Zug südlich Rackitt, der im Schinderberge scharf nach W. und NW. umbiegt, schliesslich:

7) ein kleinerer Kiesrücken südlich Neu-Grape, von NW. nach SO. verlaufend.

Da diese Wälle ihrer geologischen Zusammensetzung wegen nicht als Åsar gedeutet werden können und ihre Anordnung es verbietet, sie mit Drumlins zu identificiren, so wird man dieselben gleichfalls als Rückzugsgebilde von der Art der Endmoränen auffassen müssen, die von der deutlich markirten südlichen zur nächst nördlicheren Etappe hinüberleiten.

Mittheilungen des Dr. G. Müller über seine Aufnahmen im Sommer 1897 auf den Blättern Wartenburg und Mensguth.

Die im Jahrbuch für 1895 ausgesprochene Ansicht, dass die hinter der Endmoräne an die Rinnen und Becken sich anschliessenden Sande und Thone jungglacialen Alters sein müssten, obwohl durch die Bohrungen anscheinend das Gegentheil nachgewiesen war, fand im Sommer 1897 seine volle Bestätigung durch die Aufnahmearbeiten auf dem an Blatt Gr. Bartelsdorf nördlich angrenzenden Blatte Wartenburg. Hier konnte nicht nur durch Bohrungen, sondern auch in Aufschlüssen, vor allem nördlich von der Stadt Wartenburg, die Ueberlagerung des Oberen Geschiebemergels durch die thonigen und sandigen Bildungen festgestellt werden. Die scheinbare Auflagerung des Geschiebemergels auf

Thon ist durch Umlagerung des ersteren am Rande der ehemaligen Wasserbecken bewirkt worden. Zwischen Deckthon und Geschiebemergel schiebt sich häufig eine Sand- bezw. Grandschicht ein, die ich als unterdiluvial dargestellt hatte. Es dürfte jedoch auch diesen Sanden jungglaciales Alter zugesprochen werden, da beim Zurückweichen des Inlandeises naturgemäss zunächst in dem bewegten Wasser die groben Sande und Grande abgelagert wurden, und erst als der Gletscher weit zurückgegangen war, konnten sich in dem durch die Endmoräne geschaffenen Stausee die thonigen Sedimente niederschlagen. Das jungglaciale Alter wird sich allerdings nur dann mit Sicherheit nachweisen lassen, wenn der Obere Geschiebemergel als Liegendes festgestellt werden kann. Dies ist z. B. nördlich vom Vorwerk Zimnowo der Fall, wo die thonigen Sedimente und die trennenden Sande sich nur als eine sehr dünne Decke erweisen, so dass ihre Darstellung kartographisch sehr schwer ist. Der Thon erlangt dortselbst nur in den Senken eine grössere Mächtigkeit, ist dort jedoch nothwendigerweise als alluvial wiedergegeben. Ob die als unterdiluvial dargestellten Thone am linken Ufer des Daumen Sees wirklich inter- bezw. altglacial sind, lasse ich dahingestellt; denn obwohl die Thone und Mergelsande auf der Höhe von den am Seeufer und in tiefen Einschnitten blosgelegten durch Sande getrennt erscheinen, bleibt doch der Umstand auffällig, dass beide nur in Gesellschaft auftreten, und dass namentlich dort, wo auch sonstige unterdiluviale Bildungen (Geschiebemergel) mit Sicherheit nachgewiesen sind, der obere Thon hingegen fehlt (z. B. östlich von Klimkowo), der unterdiluviale Thon nicht gefunden ist. Es liegt daher die Annahme nahe, dass diese Thone in einem subglacialen Becken hinter der Endmoräne gebildet sind, in welchem sich nach Rückgang des Eisrandes auch die späteren fluvioglacialen Sedimente ansammeln mussten.

Entgegengesetzt der ehemaligen Flussrichtung findet eine Anreicherung der Sedimente an sandigen Theilen statt, so dass ein allmählicher Uebergang von Thonmergel in Mergelsand, geschiebefreien Oberen Sand, Geschiebesand und Grand vor sich geht. Ein Wechsel in der Stromgeschwindigkeit hat natürlich vielfach diese allgemeine Regel durchbrochen. Die vom zurückweichen-

den Inlandeis ausgeschütteten Sandmassen nehmen auf Blatt Wartenberg den grössten Flächenraum ein. Dass dieselben wirklich jungglacial sind trotz ihrer bedeutenden Mächtigkeit, ihrer Führung von Kalkgeschieben, ihrer Schichtung, alles Eigenschaften, die bis in die jüngste Zeit vielfach nur als den inter- und altglacialen Sanden eigenthümlich zuerkannt wurden, beweist vor allem der Umstand, dass randlich der Obere Geschiebemergel sie durchstösst, bezw. auch in sehr tiefen Einschnitten blosgelegt ist.

Besonders auffällig in dem Oberen Sand-Gebiet des Blattes Wartenburg ist der Grand- und Geschiebelehmstreifen, der von Wieps nach Gr. Cronau hin verläuft. Der Grand sowie Lehm liegen nicht durchweg horizontal, sondern sind, wie die Aufschlüsse am Bahnhof Wieps beweisen, vielfach steil aufgerichtet. Bei Wieps findet man sogar reichliche Blockpackung, so dass die Deutung des Zuges als Endmoräne im kleinen Maassstabe richtig sein dürfte. Nördlich von dem Grand- und Lehmzuge liegt die typische Grundmoränenlandschaft, ist jedoch von dieser noch von einem etwa 750 Meter breiten Bande Geschiebesandes getrennt.

Der im vorigen Jahrbuch mit GAGEL eingehend beschriebene Hauptendmoränenzug zeigte bei der in diesem Jahre fortgesetzten Untersuchung insofern eine kleine Abweichung in seinem Aufbau, als typische Blockpackungen häufiger festgestellt wurden als in den bisher genau kartirten Theilen desselben. Dies ist namentlich der Fall westlich Raschung und nordöstlich Hasenberg. Die neuerdings von GOTTSCHE [1]) ausgesprochene Ansicht, dass einzig und allein die Blockpackung das Charakteristicum der Endmoräne bilde, ist schon deshalb unzutreffend, weil nicht alle Grundmoränengebiete gleich reich an grösseren Geschieben sind. Namentlich gilt dies für Ostpreussen, wo es bekanntlich häufig sehr schwer hält, Thonmergel vom Geschiebemergel zu trennen. Wäre die GOTTSCHE'sche Behauptung richtig, so dürfte es ihm in Ostpreussen überhaupt wohl nicht gelingen, Endmoränenzüge festzustellen, bezw. aus den vereinzelten Blockpackungen einen Zug

---

[1]) Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. Sonder-Abdruck aus den Mittheilungen der Geogr. Ges. in Hamburg, Bd. XIII.

zu construiren. Die Aufschüttungen der Gerölle und Grande sind naturgemäss nicht reicher mit grossen Blöcken durchgesetzt als die Grundmoräne selbst. Und nur dort, wo der Ausfluss der Schmelzwässer ein rascherer war, bezw. wo diese sich vereinigten, ging durch Fortführung der beweglicheren Grande und Sande eine Anhäufung der grösseren Geschiebe vor sich, die dann nicht immer auf dem Kamm des durch den längeren Stillstand hervorgerufenen Höhenrückens zu liegen braucht. Sowohl in der Uckermark als auch in Ostpreussen habe ich vielmehr vielfach beobachtet, dass sogen. Blockpackungen in der Grundmoränenlandschaft hinter der Endmoräne regellos vertheilt waren, die dann allerdings stets Vorboten der eigentlichen Endmoräne sind.

Die vor dem Eintritt der letzten Inlandeisbedeckung namentlich während der Interglacialzeit gebildeten Oberflächenentwicklung des baltischen Höhenrückens hatte naturgemäss einen grossen Einfluss auf den Aufbau und Verlauf der Endmoräne, wenn ich auch bezweifle, dass Höhenrücken wesentlich die allgemeine Zugrichtung verändert haben. Sie werden jedoch hie und da Abweichungen in der allgemeinen Richtung, Bildung von kleineren Zungen u. s. f. veranlasst haben, ebenso wie durch sie eine ungleichmässige Ablagerung des Schuttmaterials hervorgerufen sein wird. Ein abschliessendes Urtheil über die ostpreussische Endmoränenlandschaft wird erst dann möglich sein, wenn ihre Specialaufnahme 1 : 25,000 fertig gestellt sein wird. Die Erklärung mancher Phänomene ist bis dahin unmöglich.

Dahin gehört auch die Frage nach der Bildung des Grandzuges zwischen Mensguth und Dimmern, obwohl mir der endmoränenartige Charakter desselben nicht zweifelhaft ist. Die Gerölle und Grande, bezw. grandigen Sande grenzen nach Westen gegen die Grundmoränenlandschaft in einer verhältnissmässig geraden Linie ab. Der Geschiebemergel ist entweder von dem Grand durch Trockenthäler getrennt, oder es verläuft die Grenzlinie über Berg und Thal, gerade so wie ich dies von der Endmoräne westlich Rummy beschrieben habe. Zwischen Mensguth und Augusthof bildet der Grand einen nach Westen verhältnissmässig steil abfallenden Rücken, der nicht auf spätere Erosion

zurückzuführen ist. Längs des Grandstreifens ziehen sich, allerdings zusammenhanglos, Thone. Diese liegen auf dem Oberen Geschiebemergel und gehen andererseits in die grandigen Ablagerungen hinein. Die grandigen Sande sind am Westrande nicht rein, sondern es finden sich in ihnen, wie durch Bohrungen und Aufschlüsse zur Genüge bewiesen, Einlagerungen von Thonmergel, Mergelsand und Geschiebelehm-Geröllen und Linsen, so dass das Verwitterungsproduct sehr lehmig ist, ähnlich den Resten des Oberen Mergels auf Unterem Sande. Während man letztere jedoch auch auf steilen Kuppen findet, zeigen diese in dem fraglichen Gebiet nur reinen Sand bezw. Grand, und die lehmige Rinde ist nur auf die Mulden und ebenen Flächen beschränkt. Nimmt die Korngrösse der Sande ab, so erhält man thonstreifige Sande, die jedoch von den lehmstreifigen grandigen Sanden nicht abzugrenzen sind, weil die Korngrösse zu sehr auf kurze Entfernung hin wechselt, so dass nur eine Zone lehm- bis thonstreifiger Grande bezw. grandiger Sande von dem reinen Grande abgegliedert wurde.

Die lehmstreifigen Sande stehen also in der Mitte zwischen den reinen Sanden und den Oberen Sanden am Hinterrande der Endmoräne mit ein- und angelagerten, in der Regel zusammenhanglosen Geschiebemergelbänken, die rein stratigraphisch betrachtet zum Unteren Diluvium gezogen werden müssten, obwohl ihre Bildung zweifellos gleichaltrig mit der des Oberen Geschiebemergels ist.

In der Grundmoränenlandschaft ist auf Blatt Mensguth noch die Richtung der Rinnen nordwestlich Mensguth beachtenswerth. Zwei Kilometer südlich Rummy entwickelt sich eine nach Süden sich allmählich verbreiternde Senke, in der sich jedoch noch zahlreiche, querverlaufende Diluvialrücken erheben. Getrennt sind diese durch schmale Rinnen, die sich halbkreisförmig nach beiden Seiten, also nach Südost und Südwest verlängern. Die Hauptsenke steht mit dem Grossen Schoben-See auf Blatt Gr. Schöndamerau in Verbindung. Eine einleuchtende Erklärung dieses eigenartigen Kartenbildes dürfte auch erst nach Fertigstellung des südlichen Blattes möglich sein.

C. Gagel: Bericht über die Aufnahmearbeiten auf den Blättern Reuschwerder und Muschacken.

Die Aufnahmearbeiten dieses Jahres brachten als wesentlichstes Ergebniss die Kenntniss der weiteren Fortsetzung des ostpreussischen Endmoränenzuges, dessen erste Stücke im vorigen Jahre hier beschrieben wurden. Auch in diesem Gebiet ergab es sich wieder, dass hier nicht eine einzige scharf ausgeprägte Endmoräne ausgebildet ist, sondern dass die hierher gehörigen Bildungen auf einen breiteren Raum in mehreren Staffeln aus einander gezogen sind, die zwar stellenweise dicht hinter einander liegen, auf grosse Strecken aber auch sehr deutlich getrennt sind und z. Th. stark divergiren. Auf Blatt Reuschwerder sind nur zwei isolirte Stücke dieser Endmoräne vorhanden, die inselartig aus den das ganze übrige Blatt einnehmenden Thalsandflächen hervortreten, nämlich der Roggener Berg, der sich westlich vom Dorfe Roggen 132 Fuss über das Thalsandniveau erhebt und die kleine Erhebung nördlich von Lomno; letztere ist nur aus Oberem Sand mit schwacher Steinbestreuung aufgebaut, ersterer enthält ausserdem noch vereinzelte, kleinere Ablagerungen von Oberem Grand und auch eine kleine Geschiebepackung.

Auf Blatt Muschacken dagegen bilden die drei hinter einander liegenden Endmoränen geschlossenen Züge, die nur je eine correspondirende grosse Unterbrechung haben, südwestlich und westlich vom Dorfe Muschacken, den Durchbruch eines grossen Hochthales, das augenscheinlich eine Hauptabflussader der alten Abschmelzgewässer darstellt und sich schnell in die endlose Thalsandebene verbreitert bezw. in sie ausmündet, die von hier aus nach Osten die Landesgrenze auf so grosse Erstreckung begleitet. Dieses Hochthal, das jetzt ganz trocken liegt, und nur an seiner Ausmündung in die grosse Thalsandebene die kleine Vertiefung des Sawadder Sees aufweist, liegt an dieser Stelle in 455 Fuss Meereshöhe, steigt aber im Norden des Blattes am Durchbruch zwischen der letzten Endmoräne bis zu etwa 500—510 Fuss Höhe an; während sich die grosse Thalsandebene nach Osten hin auf Blatt Reuschwerder bis zu 415 Fuss Meereshöhe senkt. Die

Ränder jenes Hochthales weisen trotz der gewaltigen Wassermassen, die ihren Abfluss durch dasselbe genommen haben müssen, durchaus nicht überall Abschnittsprofile auf; es erscheint vielmehr als eine alte vorgebildete Terrainvertiefung, die durch die Erosion wohl noch etwas ausgearbeitet aber nicht hervorgebracht ist, und deren Begrenzung auf der West- bezw. Südwestseite durch Theile der verschiedenen Endmoränen gebildet wird. An einigen Stellen, so hauptsächlich westlich und nordwestlich vom Dorfe Muschacken schmiegt sich der Obere Geschiebemergel den ziemlich steilen Thalgehängen an und reicht bis in das Niveau des Thalsandes herab, ja zieht sich noch bis unter diesen herunter; selbst auf der Südwestseite dieses Thales, wo der Obere Geschiebemergel nur in isolirten Fetzen vorhanden ist, die meistens oben auf den das Thal begrenzenden Höhen liegen und beim ersten Anblick den Eindruck gewaltiger Erosionswirkungen erwecken, zeigt es sich, dass der Thalrand auch hier wenigstens theilweise durch Aufpressung entstanden ist, wie die darin auftretenden steil emporragenden Vorkommnisse unterdiluvialer Thonmergel beweisen, an deren eines von NO., also von der Thalseite her, eine isolirte, ganz steil stehende Partie Oberen Geschiebemergels angelagert ist, die ebenfalls bis unter das Thalsandniveau herabreicht.

Die älteste der beobachteten Endmoränen streicht als breiter, sehr deutlich aus dem Terrain hervortretender Zug stark coupirter Sande mit vereinzelten Grandablagerungen unmittelbar westlich vom Dorfe Ulleschen fast genau N/S. bis nach Jägersdorf, wo sie nach W. umbiegend und sich immer mehr verflachend und verschmälernd am Rande des vorerwähnten Hochthales ihr vorläufiges Ende erreicht. Jenseits jenes Thales beginnt die Endmoräne wieder nördlich vom Dorfe Gr. Grabowen, von wo sie, zuerst hauptsächlich durch vereinzelte Geschiebepackungen und starke Geschiebebestreuung, dann auch durch die immer mehr hervortretende Terrainerhebung markirt, längs des Thalrandes von NNW. nach SSO. verlaufend südwestlich vom Dorfe Sawadden die Landesgrenze überschreitet und deshalb in ihrem weiteren Verlauf nicht bekannt ist.

Die zweite Staffel der Endmoränen beginnt im NO. des

Blattes unmittelbar westlich von der eben beschriebenen und verläuft in NO.—SW.-Richtung bis westlich von dem Dorfe Muschacken, wo sie ebenfalls an dem Hochthale abbricht; sie ist weniger deutlich ausgebildet als die vorhin beschriebene und besteht nicht aus einer grossen geschlossenen Erhebung, sondern nur aus einzeln an einander gereihten, mehr oder minder steil hervortretenden Sand-Hügeln mit einzelnen flacheren Unterbrechungen dazwischen und verhältnissmässig schwacher Geschiebebestreuung. Ihre Fortsetzung beginnt westlich vom Dorfe Wientzkowen, wo sie anfänglich direct nach S. streicht; dann nach einer schmalen Unterbrechung durch die Ausmündung des Modtker-Thales schwenkt sie in die SW.-Richtung ein und verläuft, immer mehr in eine rein westliche Richtung einlenkend, längs des Südrandes des Modtker-Thales durch das Dorf Magdalenz und überschreitet als schmaler, stark aus dem Terrain hervortretender Wall den Westrand des Blattes, um sich bis in die Nähe der Stadt Neidenburg zu erstrecken.

Bezeichnet wird ihr Verlauf zuerst ebenfalls durch kleine, vereinzelte Geschiebepackungen, die aber nur einen kleinen Theil der Endmoränen ausmachen, und durch mehr oder minder starke Geschiebebestreuung. Während ihr Hinterrand durch das längs desselben sich erstreckende Modtker-Thal scharf begrenzt wird, verläuft sie nach vorn ganz unmerklich in den vorliegenden Sandr, der hier aber nur geringe Ausdehnung hat, da die abfliessenden Abschmelzgewässer bei dem weiter nach S. eintretenden starken Gefälle bald mehr eine auswaschende als ablagernde Thätigkeit entwickelten und so schon in verhältnissmässig geringer Entfernung von der Endmoräne der flache Sandr in ein durch Erosion stark modellirtes Gelände übergeht. Westlich von Magdalenz tritt die Endmoräne dagegen schon deutlich als breite, geschlossene, wenn auch schwache Terrainerhebung hervor, die unmittelbar westlich vom Dorfe zwar eine kleine Unterbrechung zeigt, dann aber desto deutlicher und bestimmter als schmaler, scharf begrenzter Wall ausgebildet ist, von dem aus sich nach S. der weite, fast vollständig ebene Sandr erstreckt, der unmittelbar vor der Endmoräne eine sehr starke Beschotterung, weiter nach S. aber nur eine schwache Geschiebebestreuung aufweist.

Die dritte Endmoräne endlich beginnt ausserhalb des Blattes Muschacken in den nördlich davon gelegenen Goldbergen, an die sich auch die Anfänge der vorhin beschriebenen Endmoränen anlegen, unmittelbar am Ostrande des vorerwähnten Hochthales; auf dem Blatt selbst streicht sie schon auf der Westseite dieses Thales als sehr breite und auffällig aus dem Terrain hervortretende Erhebung von N. nach S., biegt etwa in der Höhe des Dorfes Wientzkowen allmählich nach W. um und verläuft als sehr breite, stark coupirte Zone von mannigfachem Aufbau über die Dörfer Modtken und Gregersdorf nach W.

Dieses Stück der Endmoräne ist von sehr auffälliger Breite, die Geschiebepackungen und Grandablagerungen nehmen in ihr nur einen verhältnissmässig sehr geringen Raum ein, auch die steilen hohen Terrainerhebungen sind in ihr keine häufigen Erscheinungen, und eben weil die ganze Bildung nicht auf einen schmalen Strich beschränkt, sondern so in die Breite gezogen ist, ist sie auch verhältnissmässig wenig deutlich und stellenweise überhaupt kaum kenntlich, sondern nur aus dem Zusammenhang zu construiren. Ihre rückseitige Grenze ist überhaupt nicht mit Bestimmtheit festzulegen, sondern verläuft ganz allmählich und untrennbar in das Diluvialplateau. Am schärfsten ausgeprägt ist sie in den mächtigen Höhen NW. von Wientzkowen und in der Umgebung von Modtken, wo einentheils vereinzelte, jetzt meistens schon ausgebeutete Geschiebepackungen und starke Geschiebebestreuung, andererseits sehr auffällige steile Kuppen und lange, ostwestlich streichende, hohe Terrainwellen vorhanden sind; diese sind allerdings nicht als reine Druckerscheinungen zu betrachten, da spätere Erosion die zwischen ihnen liegenden Mulden noch erheblich vertieft und sie noch deutlicher und schärfer herausgebracht hat. Der Südzipfel des Modtker-Thales, der zwischen ihr und der zweiten Endmoräne liegt, verdankt zwar nicht seine Entstehung, aber doch einen Theil seiner jetzigen Grösse und Tiefe augenscheinlich den aus ihr hervortretenden Abschmelzgewässern, die, eine Einsenkung in der zweiten Endmoräne benutzend, ihren Abfluss SW. von Wientzkowen in das grosse Hochthal fanden. Dass dieses Ausgangsthor aber ebenfalls schon ursprünglich vor-

handen und durch die Erosion nur wenig erweitert und vertieft worden ist, beweist eine an seinem Nordrande an der Flanke einer sehr schönen Aufpressung Unterer Sande und Thone gelegene Partie Oberen Geschiebemergels, die noch im Niveau der Thalsohle liegt, und auch in dem Modtker-Thal selbst liegen am Nordrande im Thalniveau noch kleine isolirte Fetzen des Oberen Geschiebemergels.

Auffällig stark ist in diesem Gebiet die Entwicklung der Oberen Sande sowohl in der Horizontalverbreitung wie auch in der Mächtigkeit. Ein grosser Theil der Endmoräne ist aus ihnen aufgebaut; wo der Obere Geschiebemergel unter ihnen noch erhalten, ihr Alter also ganz zweifellos ist, wurden Aufschüttungsmächtigkeiten von 5 bis 15 Meter beobachtet. Ihre Mächtigkeit ist auf kurze Entfernungen hin starken Schwankungen unterworfen, da ihre Oberfläche oft stark coupirt ist und ziemlich steile, hoch ansteigende Hügel aufweist. Sehr häufig ist der Obere Geschiebemergel unter ihnen mehr oder minder zerstört, sodass er auf grosse Strecken hin als nur wenige Decimeter mächtige Schicht, oft auch nur in vereinzelten Fetzen vorhanden ist.

Bei der an so vielen Stellen nachgewiesenen unzweifelhaften Mächtigkeit der Oberen Sande lässt sich die Verbreitung des Oberen Geschiebemergels unter ihnen natürlich nur da nachweisen, wo grössere Aufschlüsse oder Erosionsränder vorhanden sind und an vielen Stellen muss die Frage nach dessen Vorhanden- oder Nichtvorhandensein als eine offene betrachtet werden. An mehreren Stellen ergab sich mit Gewissheit oder mit grosser Wahrscheinlichkeit, dass er nicht als geschlossene Schicht, sondern in vereinzelten Partien von sehr geringer Horizontalausdehnung aber verhältnissmässig starker Mächtigkeit (in einem Falle über $3^1/_2$ Meter) vorhanden ist.

An ziemlich zahlreichen Stellen und in weiter Verbreitung, fast ausnahmslos in der Endmoräne, treten kleine Durchragungen Unterdiluvialer Thonmergel auf, die sich meistens sehr steil aus dem Untergrunde erheben und häufig bis zu auffallender Tiefe (bis zu 5 Meter) entkalkt sind.

Ebenfalls nur in vereinzelten, steil aus dem Untergrunde

aufragenden Kuppen tritt der Untere Geschiebemergel am Grunde oder dem Rande der Erosionsgebiete hervor und die zwischen ihm und dem Oberen Geschiebemergel liegenden Sande scheinen meistens eine erhebliche Mächtigkeit — bei einer Brunnenbohrung im Dorfe Modtken über 40 Meter — zu erreichen. An 3 Stellen jedoch ragen die Kuppen des Unteren Geschiebemergels so sehr in die Höhe, dass sich der Obere Geschiebemergel direct auf sie hinauflegt. Aus diesem Auftreten des Unteren Geschiebemergels in Kuppen in so verschiedenem Niveau, ferner aus Brunnenbohrungen und anderen Beobachtungen ergiebt es sich, dass das Relief dieser Gegend auch schon vor der letzten Vereisung ein ähnlich stark oder noch schärfer ausgeprägtes gewesen ist als jetzt.

Von älteren Bildungen wurden auf Blatt Reuschwerder an zwei kleinen Stellen unmittelbar an dem die Landesgrenze bildenden Orzycfluss bei Roggen und Baranowen eigenthümliche, vollständig kalkfreie Thone angetroffen, die in feuchtem Zustand ziemlich lebhaft graublau und grünlich-gelb gefärbt, trocken mattgrau und gelblich sind, z. Th. ziemlich erhebliche Beimengungen ganz feinsandiger Bestandtheile sowie Einlagerungen von sehr feinen, theilweise braun gefärbten Quarzsanden enthalten, also wohl sicher miocänen Alters sind.

An beiden Fundpunkten sind sie von 9—19 Decimeter Thalsand bedeckt; an der Fundstelle südlich von Roggen wurde durch eine kleine Aufgrabung constatirt, dass sie hier über 4 Meter mächtig sind; weitere Aufschlüsse konnten vorläufig nicht erreicht werden und es wäre dringend zu wünschen, dass durch eine tiefere Bohrung ein zusammenhängendes Profil festgestellt würde, um die Mächtigkeit und das event. Vorkommen von Braunkohlen darunter zu constatiren und so Anhaltspunkte für eine schärfere Altersbestimmung zu erhalten.

Personal-Verhältnisse
bei der Königl. Preuss. geologischen Landesanstalt und Bergakademie am 1. December 1897.

Kuratorium.

1. Freund, Oberberghauptmann, Director der Abtheilung für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Ministerium für Handel und Gewerbe.
2. Dr. Rammelsberg, Professor, Geheimer Regierungsrath.
3. W. Hauchecorne, Dr. phil., Geheimer Oberbergrath.

Vorstand.

W. Hauchecorne, Dr. phil., Geheimer Oberbergrath, Director der Gesammtanstalt.

Bei der geologischen Landesaufnahme.

A. Landesgeologen.

1. G. Berendt, Dr. phil., Geheimer Bergrath, ausserordentl. Professor an der Universität, mit der speciellen Leitung der Flachlandsaufnahmen beauftragt.
2. H. Grebe in Trier.
3. H. Loretz, Dr. phil.
4. F. Wahnschaffe, Dr. phil., Professor, Privatdocent an der Universität, zugleich Lehrer der Geologie bei der Bergakademie.
5. E. Dathe, Dr. phil.
6. K. Keilhack, Dr. phil.

7. Th. Ebert, Dr. phil., Professor, zugleich beauftragt mit Abhaltung palaeontologischer Repetitorien und Uebungen bei der Bergakademie.
8. M. Koch, Dr. phil., zugleich beauftragt mit Vorträgen über Petrographie und mikroskopische Physiographie der Mineralien bei der Bergakademie.
9. H. Schroeder, Dr. phil.

B. Bezirksgeologen.

1. E. Zimmermann, Dr. phil.
2. A. Leppla, Dr. phil.
3. L. Beushausen, Dr. phil.
4. G. Müller, Dr. phil.
5. H. Potonié, Dr. phil., zugleich beauftragt mit Vorträgen über Pflanzenversteinerungskunde bei der Bergakademie.
6. A. Denckmann, Dr. phil.

C. Hülfsgeologen.

1. A. Jentzsch, Dr. phil., Professor, Privatdocent an der Universität in Königsberg i. Pr.
2. R. Klebs, Dr. phil., Professor, in Königsberg i. Pr.
3. C. Gagel, Dr. phil.
4. O. Zeise, Dr. phil.
5. B. Kühn, Dr. phil.
6. L. Schulte, Dr. phil.
7. G. Krusch, Dr. phil.
8. F. Kaunhowen, Dr. phil.
9. M. Schmidt, Dr. phil.
10. R. Michael, Dr. phil.
11. G. Maas, Dr. phil.
12. J. Korn, Dr. phil.
13. W. Wolff, Dr. phil.

D. Assistenten.

O. von Linstow, Bergreferendar, Assistent an den mineralogischen Sammlungen.

E. Nicht angestellte Mitarbeiter.

1. K. von Fritsch, Dr. phil., Geheimer Regierungsrath, ordentl. Professor an der Universität in Halle a. S.
2. A. von Koenen, Dr. phil., Geheimer Bergrath, ordentl. Professor an der Universität in Göttingen.
3. E. Kayser, Dr. phil., ordentl. Professor an der Universität in Marburg.
4. H. Bücking, Dr. phil., ordentl. Professor an der Universität in Strassburg i. E.
5. H. Gruner, Dr. phil., Professor an der landwirthschaftlichen Hochschule in Berlin.
6. E. Holzapfel, Dr. phil., Professor an der technischen Hochschule in Aachen.
7. W. Frantzen, Bergrath in Meiningen.
8. F. Klockmann, Dr. phil., Professor an der Bergakademie in Clausthal.
9. M. Blanckenhorn, Dr. phil., Privatdocent in Erlangen.
10. E. von Seyfried, Major a. D. in Strassburg i. E.

F. Vorsteher des Zeichnerbüreaus für die Flachlandsaufnahmen.

Th. Wölfer, Dr. phil., Kulturtechniker.

Bei der Bergakademie.

A. Lehrer.

1. R. Finkener, Dr. phil., Geheimer Bergrath, Professor, Lehrer der Chemie, Vorsteher des Laboratoriums für Mineralanalyse.
2. H. Wedding, Dr. phil., Professor, Geheimer Bergrath, Lehrer der Eisenhüttenkunde und Eisenprobirkunst.
3. A. Hörmann, Professor, Lehrer der Mechanik, der Maschinenlehre und der metallurgischen Technologie.
4. A. Schneider, Professor, Lehrer der Markscheide- und Messkunst.

5. F. Beyschlag, Dr. phil., Professor, Lehrer der Geognosie und Lagerstättenlehre, zugleich betheiligt bei den geologischen Aufnahmearbeiten.
6. G. Franke, Professor, Lehrer der Bergbau-, Salinen- und Aufbereitungskunde.
7. R. Scheibe, Dr. phil., Professor, Lehrer der Mineralogie, zugleich betheiligt bei den geologischen Aufnahmearbeiten in Thüringen.
8. F. Kötter, Dr. phil., Professor, Lehrer der höheren Mathematik.
9. O. Pufahl, Dr. phil., Professor, Lehrer der Allgemeinen und Metall-Hüttenkunde, Allgemeinen und Löthrohr-Probirkunst, chemischen Technologie und technischen Gasanalyse.

(1 — 9 etatsmässig angestellt.)

10. A. Eskens, Geheimer Oberbergrath, Lehrer des Bergrechts.
11. G. Brelow, Regierungsrath, Lehrer der darstellenden Geometrie, des Zeichnens und Construirens.

(10 und 11 nicht etatsmässig angestellt.)

B. Chemiker.

1. H. Wölbling, erster Assistent in dem Laboratorium für Mineralanalyse.
2. R. Heilbrun, Dr. phil., zweiter Assistent daselbst.
3. C. Krug, Assistent im Probirlaboratorium.
4. R. Gans, Dr. phil.,
5. K. Klüss, Dr. phil.,
6. A. Lindner, Dr. phil.,

(4—6:) für Analysen im Interesse der Landesuntersuchung.

Bei der Chemisch-technischen Versuchsanstalt.

Director: Finkener, Professor, Dr., s. o.

Chemiker:

1. J. Rothe (erster Chemiker und Stellvertreter des Directors),
2. Th. Fischer, Dr. phil.,
3. K. Haack, Dr. phil.,
4. C. Virchow, Dr. phil.,
5. R. Wache, Dr. phil.,
6. M. Hohensee,
7. C. Radau, Dr. phil.

Bibliothek.

Vorstand: HAUCHECORNE, s. o.
Bibliothekar: O. EBERDT, Dr. phil.

Verwaltung.

1. R. WERNICKE, Rechnungsrath, Secretär und Rendant.
2. E. OHMANN, Zeichner.
3. H. BRUCHMÜLLER, Secretär und Kalkulator.
4. W. PÜTZ, Zeichner.
5. K. BOENECKE, Secretär, Verwalter des Kartenarchivs.
6. W. BOTTMER, Secretär und Registrator.

Kanzlei.

W. BERGLEIN, Kanzlist.



II.

Abhandlungen

von

Mitarbeitern
der Königlichen geologischen Landesanstalt.



Die Granite der Gegend von Aachen.

Von **A. Dannenberg** und **E. Holzapfel** in Aachen.

I. Das Vorkommen von Granit.

Von E. Holzapfel.

1. Im Jahre 1884 wurde beim Bau der Bahnlinie Aachen-St. Vith in einem Eisenbahneinschnitt bei Lammersdorf eine ansehnliche Masse von Granit aufgedeckt, das erste bekannte Vorkommen dieses Gesteines im rheinischen Schiefergebirge. v. Lasaulx hat dasselbe seiner Zeit untersucht. (Verhandl. d. nat.-hist. Ver. von Rheinl. u. Westfalen 1884, S. 418.) — Schon lange vor dieser Entdeckung war die Vermuthung ausgesprochen worden, dass krystallinische Gesteine als Unterlage des rheinischen Palaeozoicums vorhanden seien, und war dieser Schluss vor Allem aus dem Vorkommen alt-krystallinischer Gesteine in den Eruptionsproducten der Tertiärzeit gezogen worden. v. Lasaulx hat die zahlreichen Angaben über solche Vorkommen kritisch besprochen. Er erkennt nur ein einziges derartiges Stück als echten Granit an, viele Schiefereinschlüsse dagegen als aus einer alten Contactzone stammend, woraus er den Schluss zieht, dass thatsächlich eine granitische Unterlage in weiterer Verbreitung unter dem rheinischen Gebirge vorhanden sei. Ueber das Alter der durch den Granit contactmetamorphisch veränderten, Andalusit-führenden Schiefer äussert sich v. Lasaulx nicht. Jedenfalls aber müssen sie älter sein als der Granit, und wenn dieser dem Urgebirge angehört, mindestens diesem zugerechnet werden.

Der Granit von Lammersdorf tritt zwischen cambrischen Quarziten heraus, und v. Lasaulx sieht in ihm den Kern eines Sattels, die Unterlage des Cambrium, rechnet ihn daher zur archäischen Schichtenfolge. Er zeichnet in dem Profil, S. 433, einen normal gestalteten Sattel, mit steilem Nordflügel und flach fallendem Südflügel, wie solche in der weiteren Umgebung, überhaupt im ganzen Gebirge gewöhnlich sind. Dieser Ansicht schliesst sich Lepsius (Geologie von Deutschland I, S. 16) an. — Im Gegensatz zu dieser Auffassung vertritt Dewalque (Annales d. l. soc. géol. de Belgique Bd. XII, S. 158) die Ansicht, dass es sich bei dem Vorkommen von Lammersdorf nicht um einen Sattel mit einem Kern von Granit handele, sondern um ein gangartiges Auftreten des Granites, der Cambrischen Schichten zwischengelagert sei. Dewalque fand auch neben der Hauptmasse des Granites nach Süden hin eine zweite Bank desselben Gesteins, von der Hauptmasse durch stark veränderte Schiefer getrennt.

J. Gosselet hat den Lammersdorfer Granit in Gesellschaft von v. Lasaulx besucht (l'Ardenne S. 763) und die Angaben Dewalque's bestätigt gefunden. Er giebt an, dass v. Lasaulx ausdrücklich die Unrichtigkeit seiner früheren Angaben anerkannt habe. Die Verschiedenheit der früheren Auffassung v. Lasaulx's von der Gosselet's erhellt sofort aus der Nebeneinanderstellung der von beiden Beobachtern gegebenen Profile. Die zweite, von Dewalque entdeckte Granitpartie von 2 Meter Mächtigkeit, hält Gosselet für eine Apophyse der Hauptmasse.

Contacterscheinungen hat v. Lasaulx nur im geringen Maasse beobachtet. Nur in den, den Granit unmittelbar begrenzenden Quarziten fand sich zwischen den Quarzkörnern ein »weisses, kaolinartiges Product, dem zersetzten Granit selbst gleichend«. Die Schiefer waren zu stark zersetzt, in Thon aufgelöst. — J. Gosselet hält gewisse rauhe Schiefer für metamorphisch verändert. — Die Schichten, zwischen denen der Granit liegt, gehören nach Gosselet zur Assise des Hautes Fanges, der unteren Abtheilung des Ardennen-Cambrium. —

Im Jahre 1894 wurde behufs Anlage eines zweiten Geleises der Lammersdorfer Bahneinschnitt nach der Bergseite hin verbreitert,

und bei dieser Gelegenheit das Profil wesentlich besser aufgeschlossen, als bei der ersten Bahnanlage. Sowohl von dem Granit wurden erheblich frischere, wenn auch noch immer stark zersetzte Theile blossgelegt, als auch die benachbarten Schiefer in leidlich frischem Zustande aufgeschlossen. Dieser neue Aufschluss, der einige wichtige Beobachtungen gestattete, veranlasste eine erneute stratigraphische und petrographische Untersuchung, welche letztere Herr Dr. DANNENBERG zu übernehmen die Freundlichkeit hatte.

Auf der Nordseite des in der Curve der Bahnlinie 238 Meter[1]) breit aufgeschlossenen Granites liess sich das südliche Einfallen der Schichten deutlich erkennen, ebenso dass dieselben, in Uebereinstimmung mit GOSSELET's Profil, verschieden sind von den, den Granit im S. begrenzenden. Dort lagern am Granit gelbe, rauhe, quarzige Schiefer, bezw. schiefrige Sandsteine, hier hellfarbige, splittrige Quarzite.

Auf diese letzteren folgen tief schwarze, milde, abfärbende Schiefer, deren Spaltflächen mit zahllosen feinen, Hirsekorn - grossen Knötchen bedeckt sind, welche aus von Schiefersubstanz überzogenen Pyritwürfelchen bestehen. Der Schwefelkies ist daher nur auf dem Querbruche wahrzunehmen, nicht auf der Spaltfläche. Bei dem früheren Aufschluss waren diese Schiefer bis in die Sohle des Einschnittes aufgelöst. Dann folgt die zweite Lage Granit. Wäh-

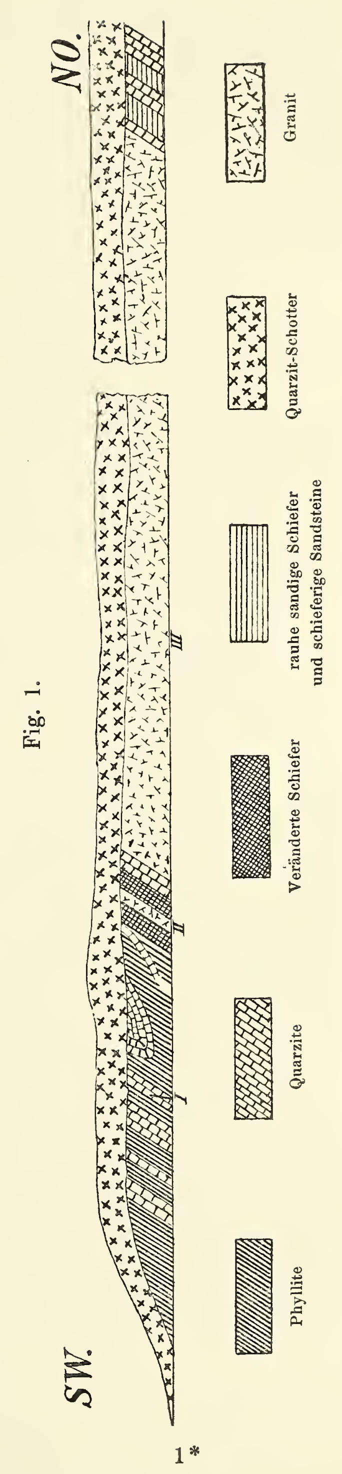


Fig. 1.

[1]) v. LASAULX giebt 240 Meter, LEPSIUS aus Versehen 24 Meter an.

rend diese früher nach den Angaben DEWALQUE's und GOSSELET's 2 Meter dick war, zeigte sie sich nach Erbreiterung des Einschnittes auf 4,5 Meter angewachsen. Im S. wird dieser Granit von den gleichen, hier 20 Meter mächtigen Knotenschiefern begrenzt, wie im N., und dann folgt ein mannigfacher Wechsel von normalen Phylliten mit hellen Quarzitbänken, welche letztere an einer Stelle eine kleine überkippte Mulde bilden. Noch weiter südlich liegt zwischen hellfarbigen Quarziten ein dritter, nur 0,5 Meter mächtiger Granit, der senkrecht steht, und in h 10 streicht, während die Quarzitbänke ihr normales Streichen behalten.

Das ganze Profil ist mit einer dicken Lage von Quarzitschutt bedeckt, wie er auf den Höhen des Venn allgemein verbreitet ist. Nach der Bergseite zu, d. h. nach W. dehnt sich derselbe weit aus, und ist daher keine Aussicht nach dieser Richtung, den Granit im Streichen der Schichten wieder finden, bezw. verfolgen zu können.

Nach O. hin liegt in geringer Entfernung von der Bahnlinie eine seit vielen Jahren betriebene »Kiesgrube«. Der »Kies«, der hier gelegentlich von den Bewohnern Lammersdorfs geholt wird, ist weiter nichts wie zerfallener Granit. — Noch einige Meter weiter im Streichen nach NO. hin stehen an der Strasse nach Rott Quarzite an, und sind in nicht unbedeutenden Brüchen längs der Strasse nach dem Jägerhaus aufgeschlossen. Von Granit ist hier nichts zu sehen. — Obwohl der Aufschluss in dem Bahneinschnitt zur klaren Erkenntniss der Lagerungsform des Granites nicht zureichend ist, so erblicke ich doch in ihm eine stockförmige Intrusivmasse. Die Gründe für diese Annahme sind namentlich das Auftreten der beiden kleineren Granitpartien, und der Umstand, dass trotz der ansehnlichen Breite, welche dass massige Gestein in dem Bahneinschnitt zeigt, bereits 100 Meter im Streichen nach NO., an der Lammersdorf-Rotter Strasse andere Gesteine anstehen. Allerdings kann man hier auch an eine Störung denken, welche den Granit im Streichen abschneidet. Aber die beiden kleineren Granitmassen lassen sich mit GOSSELET wohl nur als Apophysen auffassen, vor allem die südlichste, deren Streichen in h 10 von dem Schichtenstreichen sehr abweicht. Auch der Umstand, dass

die mittlere Partie, deren Mächtigkeit GOSSELET und DEWALQUE übereinstimmend zu 2 Meter angeben, nach Erbreiterung des Einschnittes auf 4,5 Meter angewachsen war, spricht zu Gunsten der GOSSELET'schen Auffassung. Es ist auch nicht zu verkennen, dass dort, wo Schiefergesteine den Granit begrenzen, diese umgewandelt erscheinen, und in einiger Entfernung in die gewöhnlichen Phyllite übergehen, wenn auch die Minerale der gewöhnlichen Contactmetamorphose fehlen.

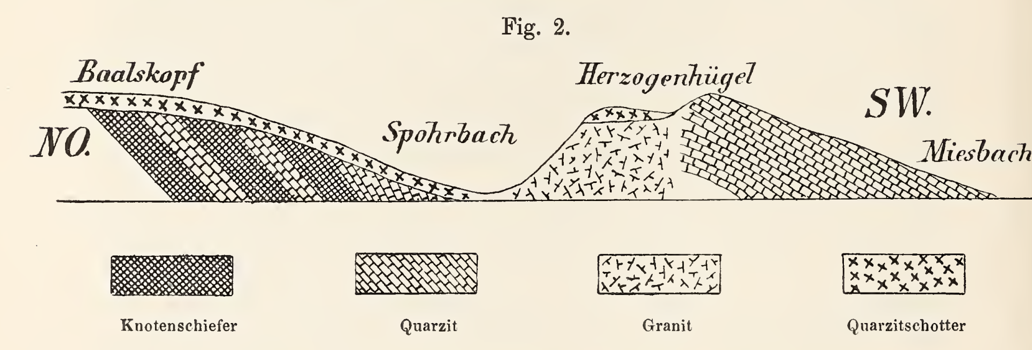
Keinenfalls kann von einer archäischen Grundlage des Cambrium geredet werden. Wenn man in dem Granit keine Intrusivmasse sehen will, so muss man annehmen, dass er eine deckenartige Zwischenlage zwischen den Schichten des Cambrium bildet. Da die südlich liegenden Schichten von zwei apophysenartigen Granitlagern durchsetzt werden, so müsste man diese als das Liegende, die ganze Schichtenfolge demnach für überkippt ansehen.

2. Im Sommer 1896 machte mich Herr J. WINKHOLD in Eupen, welcher das hohe Venn nach allen Richtungen durchstreift hat, um den geologischen Bau desselben zu erforschen, auf ein zweites, ausgedehnteres Vorkommen von Granit im Hillthal aufmerksam.

Die Hill oder Helle bildet von ihrer Quelle bis dicht vor Eupen die Grenze zwischen Belgien und Preussen, und ihr Thal ist im grössten Theile seines Verlaufes fast ungangbar, oder war es doch bis in die jüngste Zeit. Dies ist wohl der Grund, weshalb der Granit bis dahin unbekannt blieb, obwohl er am Herzogenhügel einen ansehnlichen, steil von der Thalsohle aufsteigenden Felsen von etwa 20 Meter Höhe bildet. Der Herzogenhügel, fast genau südlich von Alt-Hattlich gelegen, liegt zwischen dem Spohrbach, der Hill und dem Miesbach. Nach den beiden ersteren bildet er einen steilen, aus Granit bestehenden Absturz, der nach dem Hauptthale zu circa 300, nach dem Nebenthale zu 400 Meter lang ist. Auf der fast ebenen Höhe liegt Quarzitschotter, dann folgt eine im Streichen der Schichten liegende terrassenförmige Erhebung, die aus cambrischen Quarziten besteht. Das den Granit im S. begrenzende Nebengestein besteht aus Quarzit, dessen Bänke mit flacher Wölbung nach S. einfallen. Im Spohr-

bachthal steht die Grenze zwischen Granit und Quarzit senkrecht. Auf dem rechten Ufer dieses Baches stehen nur Quarzite an. — Gegenüber dem Spohrbach mündet auf belgischer Seite ebenfalls ein Bach in die Hill. Ein wenig oberhalb der Mündung stehen im Bachbett Quarzite an, aber in Entfernung von einigen hundert Metern von der Hill entfernt, fanden sich lose Blöcke von Granit, als Beweis, dass dies Gestein sich nach W. hin noch weit erstreckt, wenn er auch nicht anstehend beobachtet wurde.

Fig. 2.



Die Lagerung des Granites am Herzogenhügel ist nicht besonders klar. Indessen ergiebt sich aus der senkrechten Grenze gegen den Quarzit bei flach südlich fallenden Schichten, dass der Granit entweder eine intrusive Masse bildet, oder an einer senkrechten Störung abschneidet. Sein Fehlen auf der rechten Seite des Spohrbaches scheint mehr für die erstgenannte Lagerungsform zu sprechen. Die den Granit im S. begrenzenden Quarzite erscheinen makroskopisch etwas abweichend von den gewöhnlichen cambrischen Quarziten, sie sehen gelegentlich wie gefrittet aus. Die mikroskopische Untersuchung hat indessen keine wesentlichen Resultate ergeben. Die nördlich angrenzenden Quarzite, insbesondere im Hillbett, sind ungewöhnlich reich an Schwefelkies. — An dem neuen Wege, welcher an dem Abhange des Baalkopfes empor und weiter nach Ternell führt, sind den Quarziten Schiefer zwischengelagert, welche makroskopisch als Fleck- oder Knotenschiefer zu bezeichnen sind, wie sie sich auch sonst gewöhnlich im Contact und dessen Nähe finden. Dass die sonst gewöhnlichen Contactminerale fehlen, dürfte wohl dem Umstand zuzuschreiben sein, dass diese Schiefer

immerhin in ansehnlicher Entfernung — einige hundert Meter — von dem Eruptivgestein entfernt liegen, in dessen nächster Nähe nur Quarzite auftreten, welche für eine Umwandlung wenig geeignet sind.

Am Herzogenhügel ist der Granit stark zersetzt, im Bett der Hill dagegen recht frisch. Er ist hier von zahllosen, meist schwachen, in einzelnen Fällen bis 20 Centimeter dicken Quarzadern durchzogen, in denen sich in geringer Menge Kupferkies, Schwefelkies, Magnetkies und ? Molybdänglanz finden, letzterer nur in ganz kleinen Einsprengungen. —

3. Dass die beiden beschriebenen Vorkommen von Granit nicht die einzigen in der Aachener Gegend sind, ergiebt sich aus mehrfachen Funden von losen Brocken dieses Gesteines. Schon vor Jahren fand ich zwischen Cornelimünster und Venwegen, sowie zwischen diesem Orte und Rott eine Anzahl loser Brocken eines lebhaft fleischrothen, recht frisch aussehenden Granites. Die Stücke bei Cornelimünster, welche Faust- bis Kopfgrösse besassen, fanden sich im Gebiet des Kohlenkalkes, auf einigen Haufen von Bachgeröllen, die vorwiegend aus cambrischen Quarziten bestanden, und zum Zwecke der Strassenbeschotterung zusammengelesen waren. Zwischen Rott und Venwegen fand ich ein vereinzeltes Stück im Gebiete der rothen Vichter Schichten.

Im Sommer 1897 wurden dann eine Anzahl, den vorigen genau gleiche Granitbrocken im unteren Fischbachthal, welches bei Vicht in den Vichtbach mündet, gefunden, und zwar, wie bei Rott, im Gebiete der Vichter Schichten. Auch diese Stücke lagen auf einem Haufen Gesteine, die zur Wegebesserung zerschlagen waren, und vorwiegend aus Geröllen cambrischer Quarzite bestanden. — Anstehend ist dieser Granit bisher noch nicht gefunden worden. Die Möglichkeit, dass es sich bei den gemeldeten Funden um Gerölle aus den in der Nähe der Fundstellen anstehenden devonischen Conglomeraten handle, scheint gering zu sein. Die Grösse der in diesen vorhandenen Gerölle ist fast stets eine sehr viel geringere, als die der gefundenen Granitstücke, und Granitgerölle wurden in den Conglomeraten, trotz mehrfachen Nachsuchens, nicht beobachtet. Es ist demnach wahrscheinlich,

dass noch an mehreren Stellen im Gebiete des Vicht- und Falkenbaches Granite anstehen. Beim Fortschreiten der Kartirungsarbeiten mögen sie wohl aufgefunden werden.

II. Petrographische Untersuchung der Granite und ihrer Nebengesteine.

Von A. Dannenberg.

1. Der Granit. Das den Herzogenhügel bildende Gestein zeigt in seiner ganzen Masse wesentlich einheitlichen Charakter. Auch die in circa 700 Meter Entfernung auf belgischem Gebiet gefundenen Blöcke sind durch nichts zu unterscheiden von Stücken, die dem Anstehenden des Herzogenhügels selbst entnommen werden, vorausgesetzt dass die verglichenen Proben sich in demselben Verwitterungsstadium befinden. Durch die Verwitterung wird allerdings die äussere Erscheinung ziemlich stark modificirt. Das frischeste Gestein, das thatsächlich erst geringe Zersetzung erlitten hat, findet sich im Bette der Hill, dagegen erweisen sich Stücke, die man am Abhang gegen den Spohrbach oder von den höheren Klippen im Hillthal abschlägt, stets ziemlich stark verwittert. Der makroskopische Habitus unterscheidet sich von dem des Lammersdorfer Granites vor allen Dingen durch beträchtlich gröberes Korn, so dass das hier vorliegende Gestein als ein mittelkörniger Granit gelten kann, während man jenen als recht feinkörnig bezeichnen muss. Dieser äusserlich allerdings auffallende Unterschied lässt sich wohl ungezwungen aus den verschiedenen Lagerungsformen und Massenverhältnissen beider Vorkommen erklären: dort lager- oder gangförmiges Auftreten bei verhältnissmässig geringer Mächtigkeit, hier eine stockartige Masse von beträchtlicher Ausdehnung. Jene Lagerung praedestinirt zu feinkörniger, diese begünstigt gröber krystallinische Entwickelung. Von den Gemengtheilen tritt Biotit im Allgemeinen hier etwas stärker hervor als beim Lammersdorfer Gestein, theils mit seiner ursprünglichen schwarzbraunen Farbe, theils durch Verwitterung gebleicht von graugrüner Farbe und talkartigem Aussehen. Im Uebrigen unterscheidet man leicht den meist trüben, kaolinisirten Feldspath von den klaren Quarz-

körnern. Bei den frischen Stücken aus dem Hillbette kann man vielfach schon mit Hülfe der triklinen Zwillingstreifung das Auftreten von Plagioklas constatiren.

Die Gesammtfarbe des Gesteins ist bei den frischen Stücken eine grünlich-graue, durch Verwitterung wird sie gelblich, namentlich in den äusseren Theilen, die sich schliesslich mit einer ockerigen Rinde umgeben.

Der stellenweise recht auffallende Reichthum an verschiedenen Schwefelmetallen ist schon in der geologischen Beschreibung hervorgehoben.

Die mikroskopische Untersuchung des Hillthal-Granites ergiebt die denkbar grösste Uebereinstimmung mit dem Lammersdorfer, so dass die zunächst vielleicht nicht ganz unerheblich erscheinenden Unterschiede im makroskopischen Habitus beider Vorkommen offenbar nur aus der verschiedenen Korngrösse entspringen. Ein Vergleich der nachfolgenden kurzen Charakteristik mit der von v. Lasaulx[1]) gegebenen Beschreibung wird am besten die fast völlige Identität erkennen lassen.

Die Zahl der schon makroskopisch erkennbaren wesentlichen Gemengtheile: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit wird auch durch die mikroskopische Untersuchung nicht vermehrt. Quarz, in der gewöhnlichen Weise als xenomorphe Zwischenmasse zwischen den älteren Bestandtheilen eingeklemmt, ist ziemlich reichlich vorhanden. Seine unregelmässigen Körner sind klar, nicht besonders reich an Einschlüssen; die vorhandenen erweisen sich bei starker Vergrösserung aus Flüssigkeit gebildet, meist mit lebhaft tanzender Libelle.

Der Orthoklas zeigt höchstens theilweise geradlinige, krystallographische Begrenzung, vorherrschend aber ebenfalls noch rein zufällige, durch die älteren und gleichalterigen Ausscheidungen bedingte Umrisse. Er ist, auch im frischesten Gestein, stets mehr oder weniger stark zersetzt, wobei Kaolin und Muskowit gebildet werden. Jener als feinkörnige Trübung ohne weiteres erkennbar, dieser erst zwischen gekreuzten Nicols als lebhaft doppelbrechende

[1]) a. a. O.

Schüppchen hervortretend, die theils regellos durcheinander liegen, theils eine deutliche Orientirung — nach den beiden Hauptspaltrichtungen — zeigen. Die Zersetzung ist oft auf das Innere beschränkt, während der Rand frisch erscheint. In den Anfangstadien herrscht die Kaolinisirung vor, die Muskowitbildung tritt erst im weiteren Verlauf der Zersetzung ein.

Der ebenfalls ziemlich reichlich vorhandene Plagioklas unterscheidet sich vom Orthoklas, abgesehen von der polysynthetischen Lamellirung, auch durch die meist vollkommene automorphe Begrenzung, die ihn als ältere Bildung kennzeichnet. Art und Grad der Zersetzung sind wesentlich dieselben wie beim Orthoklas, nur fällt ausser der centralen häufig auch eine zonare Häufung der Umwandlungsproducte auf.

Die Auslöschungsschiefe beträgt bei Schnitten der Zone ⊥ (010) meist 5—10°, im Maximum 15°. Schnitte, die annähernd ‖ (010) geführt sind, zeigen stets zonaren Bau; die Neigung der Elasticitätsaxen gegen die Hauptspaltbarkeit erreicht hier 18°. Im Allgemeinen herrschen jedoch geringere Auslöschungswinkel, welche zumeist innerhalb der Grenzen der für Oligoklas bezeichnenden Werthe bleiben. Die Vergesellschaftung mit Quarz gestattet die Anwendung der von F. Becke[1]) angegebenen Bestimmungsmethode durch Vergleichung der beiderseitigen Lichtbrechung. Diese ergiebt für den triklinen Feldspath in den weitaus meisten Fällen eine Lichtbrechung, deren Stärke in allen Lagen — Parallel — wie Kreuzstellung — unter der des Quarzes bleibt. Danach würde Albit oder wenigstens sehr saurer Oligoklas vorliegen. Dabei ist zu berücksichtigen, dass in der Regel nur der äusserste, in unmittelbarem Contact mit Quarz befindliche Rand des Plagioklases auf diese Weise bestimmt werden kann. Bei der allgemein herrschenden isomorphen Schichtung wird die Hauptmasse stets eine abweichende — saurere oder basischere — Zusammensetzung haben. Im vorliegenden Falle besitzt somit die nach Becke'scher Methode bestimmte Randzone eine sehr saure, fast reinem Albit

---

[1]) Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens: Sitz. kais. Akad. Wiss., Wien. Math.-nat. Cl. CII. Abth. I.

entsprechende Mischung. Darauf sind auch die angeführten absoluten Maxima der Auslöschung zu beziehen. Die inneren Zonen dagegen und der Kern, also die Hauptmasse, sind basischer und müssen als Oligoklas bezeichnet werden. In vereinzelten Fällen, wo sich diese inneren Schichten mit Quarz berühren, beobachtet man in der That auch gelegentlich eine andere relative Lichtbrechung: $\omega = \gamma'$ oder selbst $\omega < \gamma'$ in der »Kreuzstellung« nach der Bezeichnung BECKE's.

Jedenfalls beweisen die Lichtbrechungsverhältnisse, dass die Auslöschungsmaxima nicht einem basischen Plagioklas (Andesin) entsprechen. Solcher findet sich nur in basischen Concretionen, wo auch Auslöschungsschiefen über 20° beobachtet werden.

Biotit ist zwar nicht besonders reichlich, immerhin aber noch in genügender Menge vertreten. Allerdings fällt seine Anwesenheit bei vorgeschrittener Zersetzung zunächst weniger in die Augen, weil er dann fast völlig gebleicht ist. In frischem Gestein zeigt er die gewöhnlichen Kennzeichen der Species: in den meist regelmässig rechteckigen Schnitten || ć äusserst kräftigen Pleochroismus (dunkelbraun — schwach gelblich oder fast farblos) und starke Absorption der ⊥ ć schwingenden Strahlen; die seltener beobachteten basischen Schnitte sind ohne regelmässige Begrenzung, braun gefärbt ohne Pleochroismus und geben im convergenten Licht ein fast einaxig erscheinendes Interferenzbild.

Doch auch im frischesten Gestein bemerkt man hier und da die beginnende Zersetzung des Biotits am Eintreten der erwähnten Bleichung. Die Entfärbung schreitet von den Rändern nach der Mitte vor; in einigermaassen verwittertem Gestein ist sie meist vollständig. Zuweilen bewahren noch einige Blättchen im Innern des Krystalles einen Rest ihrer ursprünglichen Färbung und erscheinen dann in der Absorptionstellung wie braune, mit unmerklichem Uebergang in die farblose Masse verlaufende Fasern. Dreht man um 90°, so dass die Absorption ihr Minimum erreicht, so sind die frischen Stellen von den gebleichten kaum zu unterscheiden. Zwischen gekreuzten Nicol löschen die gebleichten Blättchen zwar ebenso wie normaler Biotit || und ⊥ zur Spaltbarkeit aus, sie kennzeichnen sich aber hier durch den Verlust

der lebhaften Polarisationstöne. Dafür tritt ein eigenthümliches sehr dunkles Blau oder ein mattes Gelb ein; namentlich ersteres ist, wie auch v. Lasaulx[1]) bemerkt, für den so veränderten Biotit bezeichnend.

Eine weitere Umwandlung, in Chlorit, ist seltener und weniger deutlich. Als Zersetzungsproducte treten zwischen die Spaltblättchen eingeklemmte, feinkörnige Haufwerke eines stark lichtbrechenden und sehr stark doppelbrechenden Minerals auf, das wohl mit ziemlicher Sicherheit als Epidot gedeutet werden kann. Eine Ausscheidung von Erz findet dagegen nicht statt.

Noch eine bemerkenswerthe Eigenthümlichkeit unseres Glimmers, die sich ebenfalls genau so im Lammersdorfer Gestein findet, ist das Auftreten der sog. pleochroitischen Höfe. Ihr Kern besteht aus meist winzigen Interpositionen, die deshalb kaum näher bestimmbar sind, zuweilen aber auch aus deutlichen kleinen Zirkonkryställchen. Das Phänomen dieser Höfe überdauert die Bleichung der Biotitsubstanz; sie treten dann in ihrer Dunkelstellung (die bekanntlich wie die des Biotits selbst gegeben ist, wenn die Schwingungen des Lichtes parallel der Spaltbarkeit erfolgen) als schmutzig-grüne Flecke auf farblosem Grunde hervor.

Accessorische Gemengtheile sind nur wenige und diese meist in geringer Menge zu beobachten. Als solche sind Apatit, Zirkon und vielleicht Titanit zu nennen. Im Gegensatz zu der makroskopisch stellenweise so auffallenden Anhäufung geschwefelter Erze zeigen sich im Schliff meist nur sehr spärliche Erzkörnchen, ein Beweis, dass diese dem Gestein selbst fremd und nur auf Spalten in grösserer Menge eingewandert sind.

Die Bildung secundärer Minerale bleibt trotz der vielfach bedeutend vorgeschrittenen Zersetzung meist auf die erwähnten Neubildungen — Kaolin, Muskowit, Epidot — im Inneren der primären Gemengtheile beschränkt. Nur in einem Falle wurde die Ansiedelung grösserer, selbständiger Individuen neugebildeten Epidots zwischen den primären Mineralen beobachtet. Der betr. Schliff enthält zugleich grössere Mengen der erwähnten Schwefel-

[1]) a. a. O.

metalle, und es scheint die ausgiebigere Epidotbildung mit deren Anwesenheit in ursächlichem Zusammenhange zu stehen, da die Körner des Pyrits oder Pyrrhotins meist von breiten Epidoträndern umgeben sind. Daneben tritt der Epidot auch in selbständigen Körnern und Krystallen auf. Vermuthlich wird seine Bildung durch die Zersetzung des Eisenerzes eingeleitet oder doch begünstigt.

v. Lasaulx hatte seiner Beschreibung des Lammersdorfer Granites auch eine Bauschanalyse beigefügt. Es schien deshalb von Interesse, die Untersuchung des neuentdeckten Vorkommens auch auf die chemische Zusammensetzung auszudehnen, um die Vergleichung der beiden so nahe verwandten Gesteine auch nach dieser Richtung hin durchführen zu können.

Herr L. Schmitz hatte die Freundlichkeit, sich dieser Mühe zu unterziehen. Für seine im technischen Laboratorium der hiesigen Hochschule mit grosser Sorgfalt durchgeführte Analyse sei ihm auch an dieser Stelle gebührender Dank ausgesprochen. Das Resultat ist nachstehend unter I zusammengestellt mit der von v. Lasaulx mitgetheilten Zusammensetzung eines frischen (II) und zersetzten (III) Granites von Lammersdorf:

	I.	II.	III.	
SiO_2	70,28	66,88	67,20	
Al_2O_3	14,93	17,89	19,10	
Fe_2O_3	1,42	3,75	2,84	
FeS_2	1,34	—	—	(berechnet aus 0,72 pCt. S)
MnO	0,06	—	—	
CaO	3,29	1,44	Spur	
MgO	0,76	1,53	1,34	
K_2O	2,62	3,77	3,25	
Na_2O	4,57	3,55	3,10	
Glühverlust	1,44	2,01	4,07	
	100,71	100,82	100,90	

Da zur Analyse möglichst frisches Material genommen wurde und der Granit vom Herzogenhügel überhaupt weniger zersetzt ist als der Lammersdorfer, so stellen die Analysen I — III eine fortlaufende Reihe im Sinne der fortschreitenden Verwitterung dar.

Das Bezeichnendste ist die starke Abnahme des Kalkgehaltes, während diese bei den Alkalien nur sehr unbedeutend ist (I und II haben fast gleichen Alkaligehalt). Ferner tritt eine deutliche Zunahme bei der Thonerde hervor im Verhältniss von (rund) 15:18:19.

Freilich sind die beiden Vorkommen trotz ihrer weitgehenden Uebereinstimmung nicht bis in's kleinste Detail direct vergleichbar. Das zeigt namentlich der Unterschied im SiO_2-Gehalt, der bei dem frischen Granit vom Herzogenhügel schon beträchtlich höher ist als bei dem stark zersetzten Lammersdorfer, während man doch eher das Gegentheil erwarten sollte. Dem gegenüber muss allerdings hervorgehoben werden, dass der Granit des Hillthales bei der Zersetzung zunächst eine procentische Verminderung seines Kieselsäuregehaltes erleidet: Herr Schmitz fand in verwittertem Gestein nur 68,98 pCt. SiO_2!

2. Das Nebengestein. Bei Besprechung des Lammersdorfer Granites betont v. Lasaulx, dass in den umgebenden Gesteinen keinerlei Contactwirkungen nachzuweisen seien. Die leichten Veränderungen dieser Gesteine, die vielleicht doch als solche anzusehen sind, haben bereits im vorhergehenden Abschnitt Würdigung gefunden. Die mikroskopische Untersuchung vermag hier kaum weiteren Aufschluss zu geben. Demgegenüber ist nun die Beobachtung von Interesse, dass in der Nähe des Herzogenhügels Gesteine auftreten, welche z. Th. solchen der bekannten typischen Granitcontactzonen, speciell den Knotenschiefern gleichen. Die in Betracht kommenden Gesteine sind, ausser den eigentlichen Knotenschiefern, gelbe phyllitische Gesteine und Quarzite.

Quarzit aus der Nachbarschaft des Granites zeigt sich aus unregelmässigen, aber stets rundlichen Quarzkörnchen zusammengesetzt. Dazwischen zieht sich zuweilen ein fast zusammenhängendes Netzwerk aus feinen Schüppchen hin, die einen deutlichen, aber nicht besonders kräftigen Pleochroismus (gelbbraun || der fasrigen Spaltbarkeit, sehr hellgelb ⊥ dazu), lebhafte Polarisationsfarben und gerade Auslöschung zeigen, also wohl als ein biotitähnliches Glimmermineral aufzufassen sind. Andere, daneben oft reichlich auftretende Blättchen zeigen blaugrüne Farbentöne und

schwache Doppelbrechung. In ihnen wird man ein Chloritmineral zu sehen haben. Doch sind die winzigen völlig unregelmässigen Schüppchen und Fäserchen für eine genauere Bestimmung kaum geeignet. In anderen Fällen tritt der dunkle Glimmer zurück und wird zum Theil durch Muskowit ersetzt. Ein etwas abweichendes Bild zeigt der Quarzit aus der Nähe des Lammersdorfer Granites: seine Körner sind nicht rundlich, sondern deutlich gestreckt, wodurch eine Art Parallelstructur der ganzen Masse entsteht. Jedes einzelne Quarzkorn ist zudem von einer sehr feinkörnigen trüben Zone umgeben, die den Eindruck macht, als sei sie durch Zerdrückung der Randtheile der grossen Körner entstanden. Glimmerartige Schüppchen finden sich hier nur ganz vereinzelt.

Wir sehen also hier zwar deutliche Spuren dynamischer Einwirkung aber keine Neubildungen, die etwa auf den Einfluss des benachbarten Granites zurückgeführt werden könnten. Solche sind allerdings bei reinem Quarzit auch nicht zu erwarten, wie auch v. Lasaulx bei Besprechung der Lammersdorfer Verhältnisse betont. Etwas anders liegt zwar die Sache im Hillthal, wo wir es, wie gezeigt, nicht mit reinen Quarziten zu thun haben. Doch deutet nichts in der Art des Auftretens der erwähnten Glimmerminerale darauf hin, dass sie als ein Product des Granitcontactes aufzufassen wären.

Unter den schiefrigen Gesteinen interessiren uns in erster Linie die schon erwähnten Knotenschiefer. Die makroskopische Betrachtung lässt erkennen, dass wir es hier nur mit dem ersten Stadium dieser typischen Umwandlungsform zu thun haben. Die Knötchen sind sehr klein, oft undeutlich, dicht gedrängt, von gelblich-grauer Farbe, also heller als die schwarze oder dunkelgraue Schiefergrundmasse. Auch ist eine Härtung des Gesteins, wie sie bei einem etwas höheren Grade dieser Metamorphose eintritt, hier noch nicht zu bemerken.

Unter dem Mikroskop kehrt sich das Farbenverhältniss der Knötchen zur Grundmasse um. Man erkennt in jenen die charakteristischen Anhäufungen dunklen Pigmentes von unregelmässig elliptischem Querschnitt, umgeben von einem gelben (?Limonit-)

Saum. Diese gelbe Hülle ist es offenbar, die die helle Farbe der Knötchen im Handstück hervorbringt. Die helle Grundmasse zeigt sich wesentlich aus sehr feinen Quarzkörnchen und Muskowitschüppchen zusammengesetzt. Das Ganze erscheint durchaus ähnlich einem typischen Knotenschiefer von Andlau. Neben den genannten Hauptbestandtheilen beobachtet man Kryställchen von Turmalin und grünliche Schuppen wahrscheinlich chloritischer Natur. Reichlicher als diese ist ein anderer accessorischer Bestandtheil vorhanden, dessen Natur kaum mit Sicherheit zu bestimmen ist. Es sind fast undurchsichtige, im durchfallenden Licht daher beinahe schwarz erscheinende, im auffallenden Lichte aber hellgelbe Körnchen. Bei Anwendung stärkster Vergrösserungen erkennt man eine stark licht- und doppelbrechende Substanz von gelbbrauner Farbe. Die scheinbare Undurchsichtigkeit rührt offenbar von der Totalreflexion an den Rändern der winzigen, jedes einzelne Körnchen zusammensetzenden Krystallelemente her. Die angeführten Eigenschaften würden am besten auf Rutil passen. Herr Geheimerath Zirkel hatte die Freundlichkeit, sich auf meine Bitte über diese Objekte zu äussern. Er hält sie für allerfeinste, sagenitische Rutilaggregate und ist geneigt, in dieser Zusammenballung der Titansäure eine Contactwirkung zu sehen. Die Auffassung würde eine gewisse Bestätigung durch die Beobachtung erhalten, dass unveränderte Thonschiefer dieser Gegend, z. B. auch von Lammersdorf, einen grossen Reichthum an winzigen Rutilkryställchen von gerundeter, keulen- oder wurstartiger Form enthalten. Trotz ihrer sehr geringen Dimensionen übertreffen sie doch die bekannten »Thonschiefernädelchen« bedeutend an Grösse. Bei Anwendung starker Vergrösserung ist daher ihre gelbbraune Farbe, sowie die lebhafte Doppelbrechung und gerade Auslöschung gut zu erkennen.

In Verbindung mit diesen dunklen Knotenschiefern tritt ein hellgelbes Schiefergestein auf, das sich unter dem Mikroskop als Phyllit erweist. Quarz, reichlicher Muskowit, weniger Chlorit sind seine Hauptbestandtheile. Pyrit ist stellenweise reichlich vorhanden. Das dunkle Pigment fehlt vollkommen. Kleine Turmalinkryställchen sind ziemlich häufig, auch treten die soeben

erwähnten gelben Körnchen, also wahrscheinlich Sagenitklümpchen, sehr reichlich auf. Von diesen abgesehen aber fehlt jedes Anzeichen von Contactwirkung.

Die mit feinen Knötchen bedeckten Schiefer aus dem Bereiche des Lammersdorfer Granites zeigen unter dem Mikroskop nichts Bemerkenswerthes. Das dichte schwarze Pigment ist höchstens etwas wolkig vertheilt, die kaum auflösbare Grundmasse scheint aus Quarz mit etwas Muskowit zu bestehen. Die zuweilen massenhaft den Schiefer erfüllenden Pyritwürfelchen besitzen stets auf zwei entgegengesetzten Seiten bartartige Ansätze von faserigem Quarz. Ein besonderes Interesse hinsichtlich der Contactwirkung des Granites vom Herzogenhügel versprachen einige Gesteinsproben, die im Bette eines links in die Hill mündenden Rinnsales in unmittelbarer Berührung mit dem Granit gefunden wurden. Es sind glimmerreiche schiefrige Quarzite bezw. Quarzitschiefer von grauer und gelber Farbe. Die Hauptbestandtheile sind Quarz und Muskowit, letzterer meist sehr reichlich und in ziemlich grossen Blättchen; ferner auffallend viel Rutil meist in kleinen knäuelförmigen Gruppen (ganz verschieden von den ?Sagenitklümpchen des Knotenschiefers und Phyllites), seltener in einzelnen Kryställchen oder als knieförmige Zwillinge. Neben diesen Bestandtheilen aber bemerkt man Blättchen eines anderen, ebenfalls meist farblosen Glimmers, der sich von dem Muskowit durch seine schwache Doppelbrechung unterscheidet und hierin dem gebleichten Biotit des Granites gleicht, ja man findet sogar solche Blättchen, die noch Reste der ursprünglichen braunen Färbung und damit den charakteristischen Pleochroismus bewahrt haben.

Um die Uebereinstimmung vollkommen zu machen, finden sich auch noch die pleochroitischen Höfe in genau derselben Form, wie im Biotit des Granites selbst. Nach alle dem kann man wohl nicht bezweifeln, dass diese Biotitblättchen aus dem Granit stammen und durch dessen Zertrümmerung in das Nebengestein gelangt sind. Letzteres müsste also jüngerer Bildung sein als der Granit. Zu dieser Auffassung passt auch die Abwesenheit aller Contacterscheinungen bei diesen in unmittelbarer Berührung stehenden Gesteinen. Um so grösser wird die Schwierigkeit, dies

Verhalten mit dem Auftreten der Knotenschiefer in Einklang zu bringen. Vielleicht lässt sich dieser augenscheinliche Widerspruch in der Weise lösen, dass man die Entstehung der Knotenschiefer nicht auf den am Herzogenhügel anstehenden Granit, sondern auf eine andere, vielleicht in geringer Tiefe verborgene Masse zurückführt. Dadurch würde sich auch das Fehlen der inneren Zonen der normalen Contacthöfe an der Oberfläche erklären. Jedenfalls enthält die Annahme noch weiterer zu Tage tretender oder verdeckter Granitmassen, deren Spuren ja in Sediment — und Eruptivgesteinen verschiedentlich nachgewiesen sind, nichts Unmögliches oder Widersinniges. Vielleicht erbringt die genaue Kartirung hierfür noch eine thatsächliche Bestätigung.

Der in losen Blöcken bei Cornelimünster und Vicht gefundene Granit erweist sich bei mikroskopischer Untersuchung als ein normaler Biotitgranit, der den vorstehend beschriebenen, anstehend bekannten Gesteinen augenscheinlich sehr nahe steht. Er ist im Allgemeinen noch etwas grobkörniger als das Vorkommen am Herzogenhügel, doch wurde auch ein feinkörniges Stück gefunden, dass dem letzteren in Korngrösse und Structur völlig gleicht. Die Ausbildung der einzelnen Gemengtheile ist wesentlich dieselbe wie am Herzogenhügel und bietet somit nur zu wenigen Bemerkungen Anlass.

Das Gestein der Findlinge ist verhältnissmässig sehr frisch. Dies zeigt sich am auffälligsten an den kräftigen Farbentönen des Biotits, der hier noch fast gar keine Bleichung oder sonstige Umwandlung erlitten hat und daher auch die Erscheinung der pleochroitischen Höfe in hervorragender Schönheit aufweist. Als Besonderheit ist zu erwähnen, dass als Kern solcher Höfe — falls überhaupt ein sicher erkennbares Mineral vorliegt — neben Zirkon hier ziemlich häufig auch Apatit und zwar in relativ grossen Kryställchen auftritt. Von den Feldspathen ist der Orthoklas auch hier schon ziemlich zersetzt, unter starker Kaolin- und Muskowitbildung. Der mehr automorphe Plagioklas ist durchschnittlich weniger verändert, oft sogar fast völlig frisch. Den vorwiegend geringen

Auslöschungsschiefen zufolge muss er zumeist dem Oligoklas angehören, abgesehen von den bei deutlich zonarem Bau gelegentlich vorhandenen basischen Kernen, in denen die Schiefe der Auslöschung auf 20° steigt.

Ueber den Quarz ist nichts Besonderes zu sagen.

Muskowit wurde nicht beobachtet; auch accessorische Gemengtheile treten nicht hervor.

Eine grosse Felis-Art aus märkischem Diluvium.

Von Herrn **Henry Schröder** in Berlin.

Im Jahre 1895 erhielt ich nebst mehreren anderen, nur fragmentarisch erhaltenen Knochen aus den Kiesgruben am Bahnhof Oderberg-Bralitz das Metacarpale eines carnivoren Säugethiers, dessen Grösse nicht zu den beiden bis jetzt aus märkischem Diluvium bekannten Carnivoren, *Canis lupus* und *Ursus* sp., passte. Es lag nahe, den Knochen als zu *Felis* gehörig zu betrachten; die vermuthete Beziehung stellte sich bei einem Vergleich mit dem gleichen Knochen des lebenden Löwen und den Abbildungen der *Felis spelaea* als richtig heraus [1]).

Durch die Gestalt der proximalen Gelenkfläche und die des Proximal - Endes der Diaphyse erweist sich der Knochen als ein zweites rechtes Metacarpale. Da der Knochen sehr stark abgerieben ist, lässt sich ein specieller Vergleich der einzelnen Articulationsflächen desselben mit denen des recenten *Felis leo* nicht durchführen, jedoch ist in den allgemeinen Umrissen eine vollständige Uebereinstimmung vorhanden, die Herr Prof. NEHRING mit mir an dem recenten Material der landwirthschaftlichen Hochschule feststellte.

In der folgenden Tabelle gebe ich in der ersten Columne die Maasse des Oderberger Metacarpale. Die 4 anderen Columnen enthalten die auf Meter umgerechneten Angaben von DAWKINS und SANFORD.

---

[1]) DAWKINS und SANFORD, Pleistoc. Mamm. p. 137, Pl. XIX, fig. 6 und Pl. XXI, fig. 2.

	Oderberg	*Felis leo* var. *spelaea*			*Felis leo* W. A. S.	*Felis tigris* Br. Museum
		Sanford Hill	Ilford Brickearth	Br. Museum		
Grösste Länge	0,105	0,107	0,107	0,090	0,102	0,095
Kleinster Umfang . .	0,046	0,056	0,048	0,034	0,039	0,039
Querdurchmesser der proximalen Articulation	0,021	0,025	0,021	0,018	0,020	0,020
Vertical-Durchmesser	0,028	0,030	0,028	0,024	0,025	0,027
Querdurchmesser der distalen Articulation	0,021	0,027	0,020	0,016	0,019	0,019
Vertical-Durchmesser	?	0,049	0,038	0,033	0,039	0,040

Der Vergleich ergiebt eine ausgezeichnete Uebereinstimmung in den Grössenverhältnissen; namentlich gleicht das Oderberger Metacarpale dem Englischen aus den Ilford Brickearths. Selbstverständlich lässt sich an der Hand dieses Knochens über die Beziehung der diluvialen grossen Katzenart zu *Felis leo* und *tigris* Nichts sagen. Da die neueren Untersuchungen die Identität der *Felis spelaea* mit *Felis leo* wahrscheinlich machen, stehe ich nicht an, den vorliegenden Knochen als *Felis leo* zu bezeichnen. Ich bemerke, dass das Vorkommen des Löwen in Norddeutschem echtglacialem Diluvium meines Wissens bisher nur durch Nehring bekannt geworden ist; in dem Bericht des Westpreussischen Provinzial-Museums 1895, S. 16, erwähnt Conwentz »die vordere Partie des zweiten Backzahns aus dem rechten Unterkiefer des Höhlenlöwen, *Felis spelaea* Goldf. aus der Kiesgrube Gross-Waplitz, Kreis Stuhm«.

Die Farbe des Knochens ist die für diluviale Reste allgegemeine: eine graubraune; sein sonstiger Erhaltungszustand ist insofern abweichend, als alle Kanten und Ecken deutlich eine gewisse Rundung aufweisen, welche nur auf eine Abrollung in stark bewegtem Wasser zurückzuführen ist. Ebenso sind die übrigen mir übergebenen Knochenfragmente von *Elephas* sp., *Bos* sp. und *Cervus* sp. an den Bruchstellen sämmtlich kanten- und ecken-gerundet.

Dies Verhalten veranlasst mich, auf die geologische Zu-

sammensetzung der die Lagerstätte der Knochen bildenden Schichten hier näher einzugehen.

Es kann hiernach keinem Zweifel unterliegen, dass diese Säugethiere nicht an Ort und Stelle gestorben sind, wo ihre Knochen jetzt gefunden werden. Es sind zwei Möglichkeiten vorhanden, entweder wurden die Knochen noch in frischem Zustande nach dem vollständigen Zerfall des Cadavers von Wasser stark hin und her bewegt, zwischen Blöcken und Geröllen zerbrochen und dann im Kies eingebettet, oder sie waren bereits fossilisirt, als neu einbrechende Fluthen die sie einschliessenden Schichten zerstörten, die Knochen zerbrachen, deren Bruchflächen abgerollt wurden, und sie an anderer Stelle wieder ablagerten.

Für die letztere Annahme spricht nun die geologische Zusammensetzung der Gegend von Oderberg, indem sich namentlich in den Gruben am Oderberger Bahnhof, aber auch an vielen anderen Stellen, der Nachweis führen lässt, dass hier thatsächlich eine Zerstörung diluvialer Schichten zu diluvialer Zeit stattgefunden hat.

Ich habe die Grandgruben von Bahnhof Oderberg-Bralitz mehrere Jahre hinter einander besucht und die dort anstehenden Schichten, namentlich die tieferen, sehr verschieden gut aufgeschlossen gefunden. Die nachstehende Beschreibung ist aus der Combination dieser mehrfachen Beobachungen entstanden. Von oben nach unten sind vorhanden:

$\partial a s$ Thalsand bis 2 Meter mächtig, mittelkörnig, mit einzelnen grösseren und kleineren Geschieben, die sich z. Th. in Lagen ordnen und im Liegenden stellenweise zu

$\partial a G_1$ einer bis 0,5 Meter mächtigen Blocklage mit sandigem Bindemittel zusammenschliessen. Darunter folgt

ds_1 u. dg_1 Grand und Spathsand mit Geröll-Lagen nach NO. bis 10 Meter mächtig, ausgezeichnet diagonal geschichtet, sonst aber horizontal gelagert. In den liegendsten Partien dieser Ablagerung kommen die Säugethierreste vor. Der Grand geht in

dG_2 Blockpackung bis 0,5 Meter Mächtigkeit über. Meistens

ist dieselbe jedoch nur eine Blocklage, deren Blöcke z. Th. in

dm Geschiebemergel stecken, der, soweit es in der Grube zu beobachten ist, bis 1 Meter Mächtigkeit erreicht. Darunter folgt

dh ein röthlicher, fein geschichteter Thonmergel, in dieser Grube nur 0,2 Meter mächtig, darunter

ds_2 mittelkörniger Spathsand nicht durchsunken.

Die tiefere Blocklage (**d**G_2), der Geschiebemergel (**dm**) und der Thonmergel (**dh**) nehmen nach NO. zu an Mächtigkeit ab, **dm** und **dh** keilen sich in derselben Richtung bald vollständig aus, so dass nur noch die Blocklage die hangenden Sande und Grande (**d**s_1 u. **d**g_1) von den liegenden Sanden (**d**s_2) trennen; auch sie verschwindet nach NO. zu vollständig, so dass **d**s_1 u. **d**g_1 direct auf **d**s_2 liegt. An Stelle der Blöcke treten nun zahlreiche Gerölle von Geschiebemergel und Thonmergel von rundlicher oder brodlaibartiger Form und häufig mehreren Decimetern Durchmesser. Das Material dieser Gerölle — namentlich die des Thonmergels, gleichen dem dicht dabei Anstehenden in der eigenthümlich blassröthlichen Farbe und Schichtung — stammt jedenfalls von den weiter südwestlich beobachteten zusammenhängenden Geschiebemergel- und Thonmergelbänken her und es kann wohl kein Zweifel obwalten, dass wir in den Geröllen das durch Wassergewalt zerstörte Anstehende vor uns haben, dessen gröbstes Material, die Geschiebe der Grundmoräne, in der Form der Blockpackung (**d**G_2) zurückgeblieben ist.

Solche Gerölle, namentlich von Geschiebemergel, sind mir von mehreren Stellen bekannt: von Liepe und Oderberg aus Plateaudiluvium, vom südlichen Rand der Hohensaathener Terrasse zwischen Oderberg und Hohensaathen und namentlich aus der Schwedter Terrasse, wo sie mit Blockpackung verknüpft sind und in solcher Grösse vorkommen, dass man bei flüchtiger Betrachtung glaubt, einen steinigen Geschiebemergel vor sich zu haben. Derartige Gerölle von Geschiebemergel und Thonmergel kenne ich ausserdem aus Ostpreussen, von wo sie auch von

Klebs erwähnt werden. G. Müller fand sie bei Gross-Freden, Prov. Hannover. Zeise[1]) beobachtete sie im Grünenthaler Einschnitt des Nord-Ostsee-Canals und nimmt für sie fluviatile Entstehung an, wie sie auch Joseph Lomes[2]), entgegen den Anschauungen von Mellard Reade[3]), nach welchem sie nur an einer See mit Ebbe und Fluth entstanden sein können, für englische Vorkommnisse behauptet. In dem vorliegenden Fall ist eine marine Entstehung vollkommen ausgeschlossen und ausserdem die Beziehung zu dem Anstehenden völlig klar.

Die aus dem anstehenden Geschiebemergel und Thonmergel Geröll-formenden Kräfte sind augenscheinlich dieselben, wie diejenigen, welche die Säugethierknochen abgerollt, die geringe Mächtigkeit des Geschiebemergels und die über ihm befindliche Blocklage (**d G**$_2$) veranlasst und die Ablagerung der groben Sande und Grande (**d s**$_1$) und (**d g**$_1$) verursacht haben. Die Zeit der Entstehung der letzteren ist entscheidend für die Beurtheilung der ganzen Lagerstätte. In ihrer petrographischen Zusammensetzung hat man zunächst keinen Anhalt für ihr Alter, ob sie alt-, inter- oder jungglacial oder bereits der Zeit der Thalbildung angehören. Die Lage der Grande und Sande innerhalb der Neuenhagen-Bralitzer Terrasse, das Vorkommen der Geschiebemergel-Gerölle und der sie begleitenden Blockanhäufungen in der Hohensaathener und Schwedter Terrasse[4]) legt ein sehr spätglaciales Alter nahe. Erstens widerspricht jedoch dieser Annahme der Umstand, dass die geringe Mächtigkeit des Geschiebemergels, die ja auf die gleichen Ursachen zurückzuführen ist, und ebenso Grand- und Geröllager mit Geschiebemergelgeröllen auch an anderen Stellen, z. B. direct gegenüber Bralitz bei Oderberg, in zweifellosem Plateau-Diluvium beobachtet und also auf thalbildende Ablation nicht zurückzuführen sind. Zweitens lassen die Verhältnisse am

[1]) Neues Jahrb. 1895, II. p. 472, und 1896, I. p. 458.

[2]) An ancient glacial shore. Geolog. Mag. 1894, p. 222 u. 223.

[3]) An ancient glacial shore. Geolog. Mag. 1894, p. 76, 77.

[4]) Die durch Berendt, Krause, Remelé bekannt gewordenen Fundpunkte diluvialer Säugethiere der näheren und weiteren Umgebung von Eberswalde liegen zum Theil auch in den Terrassen. Die Fundstellen sind mir durch Augenschein leider nicht bekannt.

Bahnhof Oderberg-Bralitz eine derartige Deutung aus nachfolgenden Gründen nicht zu.

Die Sande und Grande ($\mathbf{d s_1}$ und $\mathbf{d g_1}$), welche an ihrer Basis die Säugethiere führen, sind nämlich, wie oben bereits gesagt, an mehreren Stellen von einer bis 0,5 Meter anschwellenden Blocklage ($\mathbf{da G_1}$) bedeckt, über welcher dann noch bis 2 Meter Sande ($\mathbf{\partial as}$) von mittlerem Korn und meistens undeutlicher Schichtung lagern. Derartige Blockanhäufungen in hohem Niveau (nicht zu verwechseln mit $\mathbf{d G_2}$) finden sich häufig innerhalb der Neuenhagener Terrasse nördlich der Dörfer Neuenhagen, Alt-Glietzen und Neu-Glietzen. Sie sind auch hier unterlagert von Granden, wie zahlreiche, nach Ausbeutung der Blöcke wieder verfallende Gruben beweisen. Unter diesen ist dann auch wieder in einem tieferen Aufschluss am Gr.-Krebs-See wenig über dessen 2,2 Meter Meereshöhe betragendem Niveau Geschiebemergel beobachtet worden, der sich östlich bis Neu-Glietzen weiter verfolgen lässt und dessen Stellung als altglacial in den Aufschlüssen am gegenüberliegendem Ufer der Neuen Oder westlich Alt-Küstrinchen durch Erosion des Plataurandes unzweifelhaft ist.

Zwischen Neuenhagen und Alt-Glietzen sinkt der Obere Geschiebemergel, z. Th. bedeckt von den Thonmergeln des Neuenhagener Staubeckens, von der Höhe der Endmoräne nach N. herab in das Thalniveau, dessen Meereshöhe hier wenig unter 20 Meter liegt. Dieser Umstand zwingt zu der Annahme, dass die ungefähr in gleicher Höhe oder wenig darunter befindliche obere Blockpackung ($\mathbf{d a G_1}$) das Residuum der zur Zeit der Thalbildung zerstörten jungglacialen Grundmoräne ist. In Folge dessen ist der Grand, Geschiebemergel und Blockpackung im Liegenden derselben unterdiluvial im Berendt'schen Sinne. Die Frage, ob die Entstehung der Blockpackung und der Grande alt-, inter- oder jungglacial ist, lässt sich, glaube ich, durch folgenden Schluss beantworten. Da der Geschiebemergel in den Bralitzer Gruben nach Obigem der ersten Vergletscherung angehört und die Säugethiere sich an anderen Stellen zweifellos auf primärer Lagerstätte über demselben befinden und damit interglacial sind, so bleibt für die Grande der Oderberger Gruben nur interglaciales oder jungglaciales Alter übrig.

Sie sind entweder in interglacialen Strömen oder beim Vorrücken der zweiten Vergletscherung von deren vor oder unter dem Eise befindlichen Gletscherströmen abgelagert. Eine Entscheidung darüber, ob die Grande noch interglacial oder schon jungglacial sind, ist nicht zu treffen; jedoch dürfte man zu letzterem neigen, da die Anwesenheit des Inlandeises grössere, mit starker Strömung versehene Wassermassen bedingt und damit den Absatz grosser Grandmassen leichter verständlich macht. Das gleiche Agens bewirkte die Zerstörung der Säugethier-führenden Interglacial-Schichten, rollte deren Säugethierreste, trug die altglaciale Grundmoräne (**dm**) theilweise ab und hinterliess als deren Rest Geschiebemergel-Gerölle und Blockpackung (**d** G_2); an anderen Stellen griff die Zerstörung noch tiefer, die Grundmoräne verschwand vollständig, und aus den darunter liegenden Thonmergeln entstanden ebenfalls Gerölle, ja, es mögen noch die Sande tiefster Stufe (**d** s_2) in Mitleidenschaft gezogen sein.

Ich bin mit Wahnschaffe der Ansicht, dass die beschriebene Zerstörung interglacialer Schichten durch jungglaciale [1]) Wassermassen an zahleicheren Punkten in unserem Diluvium vorkommt, als man glaubt und mit ein Grund der ausserordentlichen Seltenheit interglacialer Schichten ist. Als einen solchen Punkt möchte ich die jüngst von Wahnschaffe [2]) beschriebenen Thongruben von Halbe ansehen; die dort beobachtete Steinsohle, die Wahnschaffe als den Rückstand eines ausgeschlämmten Geschiebemergels ansieht, zwischen dem Thon und dem Sande, das Vorkommen einer Torfscholle in dem Sande und die deutliche Abrollung des Schädelfragmentes von *Ursus* sp. sprechen dafür.

Um Missverständnissen vorzubeugen, möchte ich hier noch der Ueberzeugung Ausdruck geben, dass an vielen der bekannten Punkte interglacialer Säugethierfauna sich die Ueberreste an ursprünglicher Lagerstätte befinden, denn die Erhaltung einzelner, leicht zerbrechlicher Stücke widerlegt eine gegentheilige Ansicht. Jedoch glaube ich, dass anscheinend in demselben stratigraphischen Niveau

---

[1]) Vergl. auch Jentzsch, dieses Jahrb. 1893, S. LV.

[2]) Dieses Jahrb. 1896, S. 126—135.

— mangels jeden Merkmales, das eine Unterscheidung interglacialer und glacialer Sande und Grande gestattet — primär abgelagerte und secundär abgerollte Stücke nicht weit von einander vorkommen können, je nachdem die Zerstörung durch jüngere Wassermassen mehr oder weniger tief in's Liegende eingegriffen hat. So ist wohl kein Zweifel, dass ein grosser Theil der Säugethierreste in Rixdorf sich auf primärer Lagerstätte befindet, obwohl mir mehrere Mammuthzähne mit dem Fundort Rixdorf, die eine deutliche Abrollung aufweisen, vorliegen.

Maasse einiger Renthierstangen aus Wiesenkalk.

Von Herrn **Alfred Jentzsch** in Königsberg in Pr.

Gelegentlich der Beschreibung einer diluvialen Renthierstange von Halbe hat Herr F. WAHNSCHAFFE [1]) dieselbe zwar — ebenso wie Herr DAMES die Rixdorfer Funde — zum hocharktischen Renthier *(Rangifer grönlandicus)* gestellt, aber auch mit Recht darauf hingewiesen, dass im Alluvium Renthiergeweihe von ähnlicher Grösse vorkommen. Da das Ostpreussische Provinzialmuseum — neben den von mir zuerst gefundenen frühglacialen Renthierresten der Elbinger Haffziegeleien — auch eine Anzahl alluvialer Reste von solchen enthält, so schien es mir nützlich, die grösseren unserer Exemplare zu messen. Des Vergleichs wegen füge ich unter No. 1 und 2 die Maasse eines recenten schädelechten Renthiergeweihes bei, welches unser Museum direct aus Norwegen erhalten hat. No. 4 — 12 stammen aus Wiesenkalk bezw. aus dem Untergrund von Torflagern Ost- und Westpreussens, und zwar

No. 4 von Zöpel bei Maldeuten, Kreis Mohrungen (G. A. 34, 9), Section XXI, Elbing der geologischen Karte der Provinz Preussen.
» 5 von Stawisken, Kreis Berent (G. A. 15, 59).
» 6 von Wokellen bei Pr.-Eylau (G. A. 18, 38).
» 7 von Garbnicken bei Wildenhof Kreis Pr.-Eylau (G. A. 18, 37).

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. 126—135.

No. 8 von Kalgen bei Königsberg, Kreis Fischhausen (G. A. 18, 19).
» 9 aus der Nähe von Lenzen, Kreis Elbing (G. A. 17, 43).
» 10 u. No. 11 von Streitswalde, Kreis Heiligenbeil (G. A. 17, 34).
» 12 aus »Ostpreussen«. Dagegen ist
» 3 bei Nidden (G. A. 3, 46), auf der Kurischen Nehrung gefunden und gehört wohl dem dortigen »alten Waldboden« an, ist mithin geologisch jünger als No. 4—12.

Vergleichshalber stelle ich daneben (nach Conwentz) 13. die Maasse des grössten westpreussischen Stückes aus Wiesenkalk von Remboschewo, Kreis Carthaus (G. A. 15, 47), und (nach Wahnschaffe) 14. die Maasse des grössten aus dem norddeutschen Diluvium gemessenen Stückes von Halbe (G. A. 45, 50).

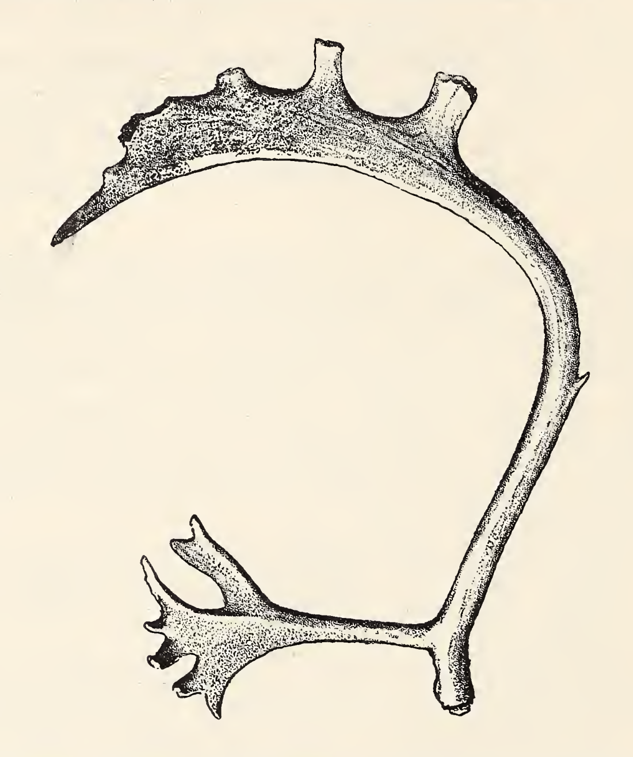
Dabei messe ich, soweit möglich, a) die volle Länge im Bogen entlang der äusseren Wölbung; soweit die Spitze abgebrochen, deute ich das durch + an;

b) Die Sehnenlänge, geradlinig von der Wurzel bis zur Spitze (aus dem Verhältniss von a:b ergiebt sich die Krümmung);
c) Die Länge der Eissprosse von ihrer Abzweigung gerechnet;
d) Den Abstand von der Eissprosse zur Hintersprosse (der kleinen, zunächst der Eissprosse folgenden Sprosse) von Mitte zu Mitte der Abzweigungsstellen geradlinig gemessen;
e) Den Abstand von der Hintersprosse bis zur 1. Endsprosse von Mitte zu Mitte der Abzweigungsstellen gemessen;
f) Den Umfang der Stange an der dünnsten Stelle zwischen Augen- und Eissprosse;
g) Desgl. etwa 100 Millimeter über der Eissprosse;
h) Desgl. etwa 40 Millimeter über der Hintersprosse.

Durch die Vergleichung dieser Maasse kommen sowohl die Grössenverhältnisse der Geweihe an sich, als auch deren Unter-

schiede nach rechts und links, nach dem Geschlecht und ihrer Variabilität hervor.

Das Stück No. 4 habe ich zwar bereits [1]) abgebildet. [Da diese Abbildung aber in Fachkreisen nicht hinreichend bekannt zu sein scheint, möge sie hier wiedergegeben werden.]



In seinen Grössenverhältnissen, insbesondere in der bedeutenden Entwicklung der Eissprosse, schliesst sich das Renthier der nordostdeutschen Wiesenkalke, gleich dem diluvialen, der hocharktischen Varietät an, was vortrefflich zu dem Florenbilde unseres Wiesenkalks passt, welches durch *Dryas octopetala*, *Salix polaris* und *Betula nana* auf baumarme Einöden deutet, die der späteren Bewaldung unseres Landes vorangingen. Folgende Tabelle zeigt dies im Einzelnen.

---

[1]) Uebersicht der Geologie Ost- und Westpreussens, Führer durch die geolog. Sammlungen des Provinzialmuseums. Königsberg 1892, S. 23.

	Volle Länge	Sehnen-länge	Länge der Eis-sprosse	Abstand		Umfang		
				Eissprosse bis Hintersprosse	Hintersprosse bis 1. Endsprosse	über der Augen-sprosse	über der Eis-sprosse	über der Hinter-sprosse
	a	b	c	d	e	f	g	h
recent								
1. rechts	1058	803	362	213	365	120	105	94
2. links	1100	724	381	238	305	120	103	97
Waldboden								
3. links	455 +	380 +	150 +	175	175	80	56	56
Wiesenkalk								
4. rechts	**1355**	770	**483**	345	375	—	115	122
5. »	885 +	738 +	354 +	**445**	—	126	119	126
6. »	500 +	450 +	200 +	255	—	140	72	80
7. »	405 +	350 +	75 +	195	100	75	58	68
8. »	915	600	280	180	365	98	94	90
9. links	1182 +	870 +	—	ca. 360	**560**	—	126	127
10. »	610 +	530 +	180 +	Hintersprosse ist nicht entwickelt	—	90	72	—
11. »	495 +	420 +	180 +	210	—	85	64	60
12. »	455 +	425 +	277 +	260	160	100	60	65
13. »	1100	**1010**	480	—	—	**154**	**130**	—
Diluvium								
14. rechts	ca. 940 + [1]	850 +	482	ca. 280 [1]	500 + [1]	138	**130**	**128**

Die fett gedruckten Zahlen sind die beobachteten Maximalwerthe. Man sieht sofort, dass jenes grösste diluviale Stück von Halbe übertroffen wird in der vollen Länge und in der Länge der Eissprosse durch das abgebildete Stück No. 3 von Zölp; in der Sehnenlänge und im Umfange über der Eissprosse durch das Stück No. 13 von Remboschewo, in der Entfernung zwischen Eis- und Hintersprosse durch No. 4 von Stawisken, in der Entfernung zwischen Hintersprosse und erster Endsprosse durch No. 8 von Lenzen. Auch der Umfang desselben über der Eissprosse wird von No. 13 erreicht und von No. 8 nahezu erreicht; der Umfang über der Hintersprosse ist nur 1 Millimeter grösser als bei No. 8, welcher Unterschied innerhalb der Beobachtungsfehler liegt.

Die Mannichfaltigkeit der in obiger Tabelle niedergelegten Maasse wird gestatten, auch Bruchstücke von Renthierstangen nach ihrer Grösse annähernd zu schätzen. Dabei ist indess zu berücksichtigen, dass die Hintersprosse sehr variabel ist und dass der Umfang über der Augensprosse wenig Anhalt gewährt, da bisweilen die Eissprosse so nahe an die Augensprosse rückt, dass zwischen beiden die Stange nicht Raum hat, sich zu runden.

Im Gegensatze zu diesem Wiesenkalk-Ren ist das Wald-Ren der Kurischen Nehrung mit viel kleinerem Geweihe ausgerüstet gewesen.

[1]) Von mir nach der Zeichnung gemessen.

Ueber zwei anscheinend bearbeitete Gesteinsstücke aus dem Diluvium.

Briefliche Mittheilung
des Herrn **G. Maas** an Herrn **W. Hauchecorne.**

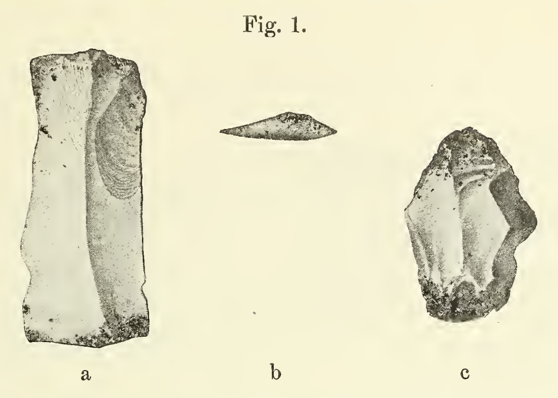
Den von P. G. Krause und W. Dames beschriebenen Spuren menschlicher Thätigkeit aus dem Diluvium Norddeutschlands scheint sich ein neuer Fund anzureihen, welcher bei den geologischen Aufnahme-Arbeiten dieses Jahres in der Umgegend von Posen gemacht wurde, die abgebildeten beiden Feuersteinsplitter.

Der grössere derselben (Fig. 1a, 1b), ein aus hellgrauem Feuerstein bestehendes dreiseitiges Prisma, hat eine Länge von 38 Millimeter, eine Breite von 16 Millimeter und eine Dicke von 3 Millimeter. Während das eine Ende eine unzweifelhaft natürliche Bruchfläche darstellt, zeigen sich an dem anderen Ende (Fig. 1b) folgende Eigenthümlichkeiten. Die völlig glatte Endfläche zeigt eine leichte Wölbung und geht allmählich in die breite Prismenfläche über, indem die zwischen den beiden Flächen befindliche Kante deutlich abgeschliffen ist. Auch die zwischen den beiden schmalen Prismenflächen liegende Kante ist an diesem Ende durch eine kleine, völlig glatte und nicht den muscheligen Bruch des Feuersteines zeigende, dreieckige Fläche abgestumpft.

Das kleinere der beiden Stücke (Fig. 1c), welches die Gestalt einer Pfeilspitze besitzt, besteht aus graubraunem Feuerstein und hat eine flach convexe Unterseite und eine aus vier flach concaven Flächen bestehende Oberseite. Seine Länge beträgt 19 Millimeter, die grösste Breite, 11 Millimeter hinter der Spitze, 17 Millimeter

und die Dicke an dieser Stelle, von wo sie bis zum hinteren Ende sich nicht ändert, 4,7 Millimeter. Besonders fällt an diesem Stücke

Fig. 1.



neben der Gestalt die feine Zähnung der die Spitze bildenden Kanten der Unterseite auf.

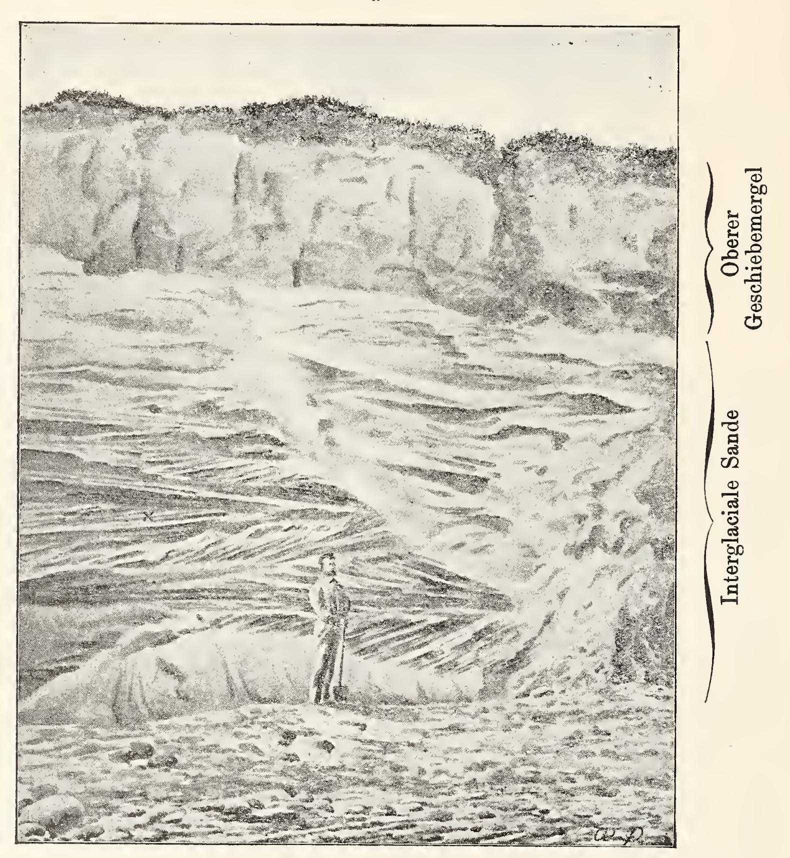
Herr Prof. Dr. Voss, Director im Königlichen Museum für Völkerkunde zu Berlin, welcher auf meine Bitte die beiden Stücke gütigst einer Untersuchung unterzog, gab über dieselben das Urtheil ab, »dass das eine Feuersteinstück, ein sogenanntes prismatisches Messer, wohl unzweifelhaft als menschliches Artefact angesehen werden kann, das andere Stück scheint allerdings auch von Menschenhand seine jetzige Form erhalten zu haben, indess ist dies doch nicht so sicher als bei dem Messer«.

Es lässt sich allerdings nicht bestreiten, dass Formen wie die der aufgefundenen Stücke auch auf natürliche Weise entstehen können, durch Aneinanderschlagen beim Fall oder in sehr stark strömendem Wasser oder durch Insolation. Doch müssen dann die Verhältnisse, unter denen die Stücke gefunden wurden, diese Möglichkeit wahrscheinlich erscheinen lassen.

Die beiden Feuersteinstücke fanden sich in der grossen Kiesgrube am Schilling bei Posen, westlich der nach Naramovice führenden Chaussee, in der sich das in der Abbildung 2 wiedergegebene Profil (nach einer Photographie des Verfassers) zeigt. Die Oberfläche besteht aus einer etwa 2 Meter mächtigen Decke von oberem Geschiebemergel mit seiner Verwitterungsrinde. Darunter treten in der abgebauten bis zum oberen Grubenrande

7 Meter hohen Wand geschichtete Spathsande des unteren Diluviums hervor, welche eine Gesammtmächtigkeit von etwa 10 Meter

Fig. 2.



× bezeichnet die Fundstelle.

besitzen, da der untere Geschiebemergel erst in einer Tiefe von 5 Meter unter der Grubensohle erbohrt wird. In den gröberen Sanden, welche hier in häufigem Wechsel mit feinkörnigen auftreten, finden sich die Reste einer Süsswasserfauna, bestehend aus *Valvata piscinalis* Müll., *Planorbis marginatus* Drap., *Bithynia tentaculata* L. und *Pisidium amnicum* Müll. Ausserdem ist diese Kiesgrube ein Fundort für diluviale Säugethierreste, von denen hier *Elephas primigenius* Blumb., *Bison priscus* H. v. Mey. und *Equus caballus* L. genannt seien. An der in der Abbildung bezeichneten

Stelle, etwa 2 Meter über der Grubensohle, fanden sich nun die beiden Feuersteinstücke, welche in feinkörnigen, deutlich geschichteten Sanden als einzige grössere Gesteinsstücke etwa 10 Centimeter von einander entfernt lagen. Die Sandschichten stiessen zunächst an den in sie eingebetteten Fremdkörpern ab und wölbten sich erst allmählich über dieselben, was nur dadurch zu erklären ist, dass die Stücke bereits während der Ablagerung der sie umgebenden Sande an ihrer späteren Stelle lagen. Die geschilderten Lagerungsverhältnisse in näherer und grösserer Entfernung von den Feuersteinstücken lassen die Annahme, dass die Stücke erst später an die Stelle gelangten, an welcher sie aufgefunden wurden, unmöglich erscheinen. Befanden sich die Stücke aber auf ihrer ursprünglichen Lagerstätte, so stösst ihre Erklärung als natürliche Bildungen auf grosse Schwierigkeiten. Da es sich, wie die Schalenreste deutlich beweisen, um Ablagerungen aus fliessendem Wasser handelt, so ist ein Absplittern der Stücke durch Insolation völlig ausgeschlossen. Die Gewässer, welche die Sande in unmittelbarer Umgebung der Feuersteinsplitter ablagerten, können keine solche Stromgeschwindigkeit besessen haben, dass sie die Splitter durch Anprall an einen harten Widerstand von anderen Gesteinsstücken abzusprengen vermochten. Ueberhaupt stösst die natürliche mechanische Entstehung der Stücke an der Fundstelle auf die grosse Schwierigkeit, dass sich ausser den beiden Splittern in den ganzen umgebenden Sandmassen kein einziges grösseres Gesteinsstück auffinden liess. Entstanden die Stücke aber an einer anderen Stelle, so ist die Annahme ausgeschlossen, dass dieselben etwa durch fliessendes Wasser transportirt wurden, denn einmal fehlen ihnen alle Spuren eines derartigen Transportes, Abrollung oder dergl., und zweitens konnte eine Umlagerung durch die Gewässer nicht bewirkt werden, welche die feinkörnigen Sande der Fundstelle zur Ablagerung brachten.

Unter Berücksichtigung aller dieser Verhältnisse dürfte demnach die Annahme gerechtfertigt erscheinen, dass die beiden Feuersteinsplitter in der That menschliche Artefacte darstellen, die, wie ihr Zustand begreiflich macht, unbrauchbar geworden waren und deshalb fortgeworfen wurden.

Bemerkungen zur Gliederung des Senon am nördlichen Harzrande.

Von Herrn **Gottfried Müller** in Berlin.

Im Archiv für Anthropologie und Geologie Schleswig-Holstein's Bd. II, Heft 2, bringt E. STOLLEY eine neue Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon, bei deren Begründung er auch des öfteren auf zwei von mir in diesem Jahrbuch veröffentlichte Arbeiten zurückkommt [1]). Seine abweichenden Ansichten kommen hierbei mehrfach in einer Weise zum Ausdruck, dass ich nothgedrungen auf einige derselben eingehen muss, schon um bei den der Materie fernerstehenden Fachgenossen nicht die Meinung aufkommen zu lassen, dass ich STOLLEY's Aussetzungen als berechtigt anerkenne.

In meiner Erstlingsarbeit bemühte ich mich nachzuweisen, dass die von SCHLÜTER auf Grund seiner exacten palaeontologischen und stratigraphischen Untersuchungen aufgebaute Gliederung des westfälischen Senon schwer in Einklang zu bringen sei mit der von EWALD in seiner geognostischen Karte zum Ausdruck gebrachten Eintheilung der subhercynischen Oberkreide, was der Hauptsache nach auf die von EWALD zu wenig beachtete grosse facielle Verschiedenheit der senonen Ablagerungen im Osten und Westen zurückzuführen ist. Dass sich EWALD trotz alledem ein bleibendes Denkmal gerade mit seiner geognostischen Karte gesetzt

---

[1]) Beitrag zur Kenntniss der Oberen Kreide etc. 1887. Die Rudisten der Oberen Kreide etc. 1889.

hat, will ich hier nicht weiter ausführen, zumal dies auch schon an anderer Stelle genügend hervorgehoben ist.

STOLLEY hat die Belemneen bei seiner Gliederung zu Grunde gelegt und kommt in Folge dessen naturgemäss zu anderen Ergebnissen als wie SCHLÜTER und diejenigen Autoren, die SCHLÜTER gefolgt sind, ohne jedoch wesentlich Neues zur Kenntniss der Schichtenfolge beizutragen. Ob jedoch eine Form wie *Actinocamax granulatus*, die nach STOLLEY sowohl zu *Act. quadratus* als auch zu *Act. westfalicus* Uebergänge zeigt (siehe Seite 238: »*Act. granulatus* leicht zu *A. westfalicus* hinneigend«; »*Act. granulatus* z. Th. zu *A. westfalicus* neigend«; ferner Seite 285, Taf. 2, Fig. 22, 23, wo Uebergangsformen zwischen *A. quadratus* und *A. granulatus* beschrieben und abgebildet werden u. s. f.) geeignet ist, eine besondere »Granulatenkreide« auszuscheiden, erscheint mir mehr als zweifelhaft.

Diese Frage dürfte erst genügend gelöst werden können, wenn die subhercynische Kreide neu geologisch aufgenommen ist, und die Faunen der EWALD'schen bezw. SCHLÜTER'schen Horizonte bearbeitet vorliegen. Hierzu reicht weder das Besichtigen von Sammlungen, noch der einmalige Besuch einzelner Lokalitäten aus, vor allem bei den complicirten Verhältnissen (rascher Wechsel der Facies und Störungen) des in Frage kommenden Gebietes. Es möge jedoch nicht unerwähnt bleiben, dass STOLLEY *Act. granulatus* vom Petersberge bei Goslar anführt, wo von den senonen Schichten nur Mergel (Paradiesgrund) erschlossen sind, die das Conglomerat im Eisenbahneinschnitt zum Hangenden haben, also nur zum Emscher gerechnet werden können, was von SCHLÜTER und mir längst festgestellt ist, und auch von STOLLEY an einer anderen Stelle nochmals hervorgehoben wird.

E. STOLLEY fällt jedoch auch Urtheile über die Lagerungsverhältnisse von Aufschlüssen, die er gar nicht gesehen hat bezw. gesehen haben kann, da sie inzwischen vollkommen der Beobachtung entzogen sind. Es sind dies die Zillyer Aufschlüsse. Seit einer Reihe von Jahren sind die dortigen Phosphoritgräbereien von den betreffenden Firmen aufgegeben, und in Folge dessen ausser einer Halde und einer Sandgrube nichts mehr zu sehen. Trotzdem

kommt E. Stolley ausschliesslich auf Grund seines Studiums der Haenlein'schen Sammlung zu dem Resultat, dass die bezeichneten Emscher Formen aus dem Mergel im Liegenden des Sandsteins stammen, obwohl ich ausdrücklich und wiederholt [1]) hervorgehoben hatte, dass die liegenden, grauen Mergel keine einzige der von Zilly aufgezählten Formen geliefert haben, sondern dass diese sämmtlich aus dem Sandstein bezw. dem Phosphoritconglomerat stammen, welche über den grauen Mergel liegen. Letztere sind auf den ehemals belgischen Gruben überhaupt nicht, in denen auf der sog. Trift nur hie und da bei Versuchsarbeiten blosgelegt worden.

Im Frühling 1891 fand ich jedoch in einer Mergelgrube auf dem Frohmissenberg bei Berssel (nach Ewald im Heimburggestein angelegt) *Ammonites westfalicus* v. Stromb. Da jedoch dort bis jetzt nicht die Phosphoritconglomerate festgestellt sind, so ist die Beziehung dieser grauen Mergel zu dem Conglomerat noch nicht festgestellt. Und selbst wenn die Mergel am Frohmissenberg älter sind als die Sandsteine und Phosphoritconglomerate mit thonigem, thonigsandigem und reinsandigem Bindemittel, was ich für wahrscheinlich halte, so würde der Fund nur beweisen, dass dieselben zum Emscher zu rechnen sind und sich nicht nur petrographisch, sondern auch faunistisch von dem liegenden Cuvieri-Pläner trennen lassen.

Auf Seite 232 schreibt Stolley: Ich stelle nun zunächst Müller und Dames gegenüber Folgendes fest: »In den Conglomeraten von Zilly tritt der echte *Actinocamax westfalicus* auf, wie eine Anzahl von Exemplaren in der Sammlung des Herrn Rittmeister von Haenlein beweist, die unzweifelhaft aus den Conglomeraten stammen«.

Das Gegentheil habe ich nie behauptet, wenn mir auch die betreffenden Exemplare entgangen sind, die vielleicht erst später von Herrn von Haenlein erworben sind. In seinen weiteren Ausführungen stellt sich Stolley dann auf den von mir vertretenen Standpunkt, dass die sandigen Conglomerate zum Emscher zu rechnen sind.

---

[1]) Neues Jahrbuch für 1890, Bd. II: Das Alter der glaukonitischen Sandsteine und Conglomerate von Zilly. Briefliche Mittheilung.

Bezüglich der Stellung der Stapelburger Rudistenkalke hebt E. Stolley seine abweichende Ansicht in folgender Weise hervor: »G. Müller neigt entschieden dazu, das den Ilsenburgmergel überlagernde Stapelburger Conglomerat in ein höheres Niveau als das der Quadratenkreide zu stellen und es der unteren Mucronatenkreide zu parallelisiren. Ich halte letzteres nicht für angängig, denn darauf, dass Jasche die *Belemnitella mucronata* vom Burgberge bei Stapelberg anführt, darf man nicht das geringste Gewicht legen, zweitens kommt in den Trümmerkalken der Umgegend von Ilsenburg, wie oben erwähnt, *Act. quadratus* vor, und schliesslich könnte der von G. Müller mit Recht herangezogene Vergleich der Stapelburger Trümmerkalke mit denjenigen der schwedischen Mammillaten-Kreide ebenfalls nur für ein der Quadratenkreide entsprechendes Alter der ersteren sprechen, da die Mammillaten-Kreide Schonen's der deutschen Quadratenkreide entspricht und nicht, wie Müller annimmt, über derselben liegt. Es scheint mir diese letztere Auffassung Müller's auf die Darstellung Moberg's zurückzuführen zu sein, der von einer schwedischen Quadratenkreide unter der Mammillatenkreide spricht. Die Stapelburger Trümmerkreide muss man entschieden noch zur Quadratenkreide ziehen; es liegt nicht einmal der Beweis dafür vor, dass sie deren höchste Schichten repräsentirt, wenn auch die Möglichkeit zugegeben werden muss, dass sie am Harzrande deren jüngste Bildung darstellt.«

Wozu diese Auseinandersetzungen Stolley's dienen sollen, ist mir unerfindlich, und werden sie jedem sein, der meine Bemerkungen über das Alter der Stapelburger Trümmerkalke liest, die ich hier auszugsweise bringen will:

»Da diese Rudisten-Arten nach Angabe von Lundgren nur in dem Ignabergakalk oder der Zone mit *Act. mammillatus* Nilss. in Schweden (nach Schlüter synchronistisch mit der deutschen Quadratenkreide) vorkommen, so liegt ein Vergleich des Trümmerkalks von Stapelburg mit dem schwedischen »Grus- oder Trümmerkalk« sehr nahe. . . . Allerdings fehlt bei uns *Act. mammillatus* Nilss., der zur Zeit mit Sicherheit nur aus der baltischen Kreide bekannt ist. Von den sonst für die Bestimmung

des Horizonts so wichtigen Cephalopoden habe ich nur unbestimmbare Bruchstücke von Belemnitiden gefunden. Jedoch zählt JASCHE *Belemnitella mucronata* SCHLOTH. vom Burgberg bei Stapelburg auf, wo dieselben Schichten wie in der Wiese nördlich von Stapelburg aufgeschlossen sind. Nach den Angaben GRIEPENKERL's findet man in der oberen Quadratenkreide der Umgebung von Königslutter *Act. quadratus* und *Belemnitella mucronata* neben einander vor, und zwar so, dass unten *A. quadratus*, nach oben hin *B. mucronata* in überwiegender Menge auftritt. Wenn nun auch somit das Vorkommen von *B. mucronata* SCHLOTH. kein bestimmter Beweis dafür ist, dass der Trümmerkalk von Stapelburg als untere Mucronatenkreide zu deuten ist, was ich früher als möglich angesehen hatte, so bilden die Stapelburger Kalke jedenfalls die jüngsten Bildungen der **oberen Quadratenkreide** am nördlichen Harzrande. Dies würde jedoch nicht mit der Annahme in Widerspruch stehen, dass die Entstehung der Stapelburger Trümmerkalke und der Ignabergakalke [1]) mit *Act. mammillatus* gleichzeitig vor sich gegangen ist, da letztere unmittelbar unter der typischen Mucronatenkreide und über der Quadratenkreide folgen.«

Ueber die Stellung der Mammillatenkreide bitte ich STOLLEY's Auseinandersetzungen auf S. 249 nachzulesen [2]). Jeder Un-

---

[1]) Diese führen bekanntlich auch *Bel. mucronata* neben *Act. mammillatus*. (Siehe LUNDGREN: Öfversigt af Sveriges Mesozoiska Bilduingar. Lund 1888.)

[2]) Für diejenigen, welche nicht im Besitz der STOLLEY'schen Arbeit sind, lasse ich an dieser Stelle in einem Auszug seine Bemerkungen über die Kreide von Lägerdorf folgen: »An der oberen Grenze der Quadratenkreide tritt in Lägerdorf auch *Act. mammillatus* NILSS. auf, wie ich früher schon hervorgehoben habe, und zwar scheint das Verhältniss so zu sein, dass man nicht von einer eigenen Zone des *Act. mammillatus* sprechen kann, sondern dass in dem Grenzniveau zwischen der Quadraten- und der überlagernden Mukronatenkreide alle drei Formen neben einander auftreten...... Ganz entsprechend wie in Schweden der unterste Theil der Mammillaten-Zone auf Ifö und bei Rödmölla vereinzelt den *quadratus* enthält, und nach oben *Act. mammillatus* und *Bel. mucronata* sich mischen, tritt also in Lägerdorf in den obersten Schichten der Quadraten-Kreide vereinzelt der *Act. mammillatus* auf und tritt einerseits mit *Act. quadratus*, andererseits mit *Bel. mucronata* in Berührung.« Diese Erörterungen STOLLEY's scheinen meiner Ansicht nach auch die von STOLLEY als fraglich hingestellte Anschauung zu stützen, dass die Stapelburger Trümmerkalke die jüngsten Bildungen der Quadratenkreide überhaupt repräsentiren.

befangene wird sich dann fragen, wie STOLLEY aus meinen obigen Ausführungen mir die Neigung unterlegen kann, die Stapelburger Rudistenkalke mit der unteren Mucronatenkreide zu parallelisiren. Da ich nie in Schweden war, habe ich mir naturgemäss die Ansicht der schwedischen Autoren zu eigen gemacht, sowie des besten Kenners der deutschen Oberen Kreide, welcher die Mammillatenkreide für synchronistisch mit der deutschen Quadratenkreide erklärt. Ich hatte keine Veranlassung, mich über Lagerungsverhältnisse in weitschweifiger Weise auszulassen, die ich nie gesehen. Vielmehr ist dem Schlusssatz meiner Abhandlung etwa derselbe Werth beizumessen, wie dem Theil von STOLLEY's Schema, wo er die baltische Quadratenkreide folgendermaassen abfertigt:

Quadratenkreide von Lägerdorf, zu oberst mit *Act. mammillatus* etc.

Trümmerkreide von Schonen, Holland und Bleckinga mit *Act. mammillatus*, zu unterst mit *Act. quadratus*.

Als Beweis für seine Ansicht, dass die Stapelburger Trümmerkalke zur Quadratenkreide zu ziehen seien, was ich, um dies nochmals hervorzuheben, auch nicht bestritten habe, führt STOLLEY einen *A. quadratus* von Eckerburg zwischen Ilsenburg und Harzburg an. Der Fundort »Eckerburg« ist mir nicht bekannt, es ist wohl der Trümmerkalk östlich Eckerkrug an der Chaussee nach Stapelburg. STOLLEY bringt jedoch nicht den Beweis, dass dieser Kalk gleichaltrig mit dem von Stapelburg ist. Der Fundort liegt noch etwa 2,5 Kilometer südlich vom Burgberg bei Stapelburg. Mit demselben Recht dürfte STOLLEY die Stapelburger Kalke parallelisiren mit den Conglomeraten des Sudmerbergs und des Butterbergs bei Harzburg und die Stapelburger Rudistenkalke zur »Granulatenkreide« rechnen.

Hätte E. STOLLEY die Arbeiten genauer durchgelesen, deren Ergebnisse er polemisch erörtert, so würde er, trotz seiner ausgesprochenen Neigung nach dieser Richtung hin, es wohl unterlassen haben, Gegensätze zwischen seiner Auffassung und der früherer Autoren so in den Vordergrund zu stellen, um dann schliesslich der Hauptsache nach doch zu denselben Resultaten wie jene zu gelangen.

Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glacialgeologie in Norddeutschland erläutert an einigen Beispielen

zugleich erschienen als

Führer für die Excursionen der deutschen geologischen Gesellschaft in das norddeutsche Flachland vom 28. September bis 5. October 1898.

Von den Herren **G. Berendt, K. Keilhack, H. Schröder** und **F. Wahnschaffe** in Berlin.

(Hierzu Tafel I—IV.)

I. Die Einwirkungen des Inlandeises auf den Untergrund und die erodirende Thätigkeit der von ihm ausgehenden Schmelzwasser.

F. W.

Nachdem im Jahre 1875 Otto Torell durch eine Vergleichung der skandinavischen und norddeutschen Quartärbildungen, sowie durch Auffindung der Glacialschliffe auf den Schichtenköpfen des Rüdersdorfer Muschelkalkes die Inlandeistheorie für Norddeutschland zuerst aufgestellt und daselbst eingeführt hatte, sind durch die von diesem Standpunkt ausgehenden Forschungen der norddeutschen Geologen so viele Beweise für die Richtigkeit dieser Theorie erbracht worden, dass die ehemalige Inlandeisbedeckung Norddeutschlands gegenwärtig als eine feststehende geologische Thatsache angesehen werden kann. Eine

besondere Aufmerksamkeit hat man den dynamischen Erscheinungen des Inlandeises gewidmet, zu denen vor allen Dingen die Einwirkungen des sich fortbewegenden Eises auf den Untergrund und die erodirende Thätigkeit der von ihm ausgehenden Schmelzwasser gehören. Von den Erscheinungen der erstgenannten Art sollen hier die Glacialschrammen und -schliffe auf dem anstehenden Gestein, die Bildung der Localmoränen, und die Schichtenstörungen durch den Druck des vorrückenden Eises besprochen werden, von denjenigen der letzteren Art die Strudellöcher oder Riesentöpfe, die Strudelseen, die Schluchtenbildung, sowie überhaupt die Entstehungsweise des ganzen Reliefs der glacialen Erosionslandschaft. Alle diese Erscheinungsformen glacialer Thätigkeit sollen durch Beispiele, die Rüdersdorf, Finkenwalde, Buckow und schliesslich auch Falkenberg und Freienwalde a/O. bieten, erläutert werden. Letzgenannte Gegend wird dann auch Gelegenheit bieten das hiesige Tertiär in einigermaassen ungestörter Lagerungsfolge auf längere Erstreckung nachzuweisen.

Rüdersdorf.

Was zunächst die Schrammen und Schliffe auf dem anstehenden Gestein betrifft, so sind dieselben, besonders dann, wenn andere, den glacialen Ursprung bestätigende Erscheinungen hinzukommen, stets als die besten Beweise für ehemalige Gletscherbedeckung angesehen worden.

Rüdersdorf bildet in dieser Hinsicht einen klassischen Punkt, weil die Auffindung der Gletscherschrammen auf dem dortigen Muschelkalk für die ganze Entwickelung der Glacialgeologie eine hohe Bedeutung erlangt hat. Bereits im Jahre 1836 erwähnte der schwedische Geolog Sefström auf Grund einer Mittheilung Gustav Rose's, dass nach Aussage des Verwalters der Rüdersdorfer Kalkbrüche der Kalkfelsen unter der Dammerde abgenutzt oder geschliffen gefunden worden sei, mit deutlichen Riefen darauf. Als Rose daraufhin eine Excursion nach Rüdersdorf unternahm, waren die Schichten bereits abgesprengt, sodass er selbst nichts davon gesehen hat. Sefström erklärte damals die Erscheinungen

in Rüdersdorf, sowie auch die bereits in Skandinavien bekannten Felsschliffe und Schrammen durch eine grosse petrodilaunische Fluth, die sich in ganz ähnlicher Weise, wie dies früher Leopold von Buch angenommen hatte, über Skandinavien durch die Ostsee bis nach Norddeutschland fortgewälzt und durch die mitgeführten Gerölle und Geschiebe das anstehende Gestein geglättet und geschrammt haben sollte.

Im Jahre 1867 wurde die Aufmerksamkeit auf die Sefström'sche Mittheilung durch von Helmersen gelenkt, der zuerst die Ansicht aussprach, dass die Rüdersdorfer Schrammen als Gletscherschliffe gedeutet werden könnten. Diese Bemerkung fand damals unter den deutschen Geologen, die fast ausnahmslos zu den Anhängern der Lyell'schen Drifttheorie gehörten, wenig Beachtung.

Auch Eck, dem wir die eingehende Monographie über die Rüdersdorfer Trias verdanken, hat bei seinen Untersuchungen die Schrammen daselbst nicht beobachtet, auch spricht er sich gegen die Auffassung von Helmersen's aus. Erst Torell, der auf Grund der Sefström'schen Mittheilung in Begleitung von G. Berendt und A. Orth am 3. November 1875 eine Excursion nach Rüdersdorf unternahm, gelang es, im östlichen Theile des Alvenslebenbruches auf den durch sorgfältige Abräumung des Oberen Geschiebemergels soeben entblössten Schichtenköpfen des dort im Abbau befindlichen Schaumkalkes die Schrammen und Schliffe in deutlichster Weise ausgeprägt und in einer Länge von 2—3 Meter über die ganze Fläche fortsetzend von Neuem aufzufinden. Noch an demselben Abend hielt Torell in der Sitzung der deutschen geologischen Gesellschaft unter Vorlage von geschrammten Muschelkalkplatten von Rüdersdorf einen Vortrag, in welchem er ausführte, dass hier echte Gletscherschrammen vorlägen und dass der über den Schichtenköpfen lagernde und im ganzen norddeutschen Flachlande ebenso wie in Dänemark und in Südschweden verbreitete Geschiebemergel nur als die Grundmoräne eines von Skandinavien ausgehenden Inlandeises zu erklären sei. Diese Ansicht, welche namentlich zu Anfang von Seiten der älteren Geologen lebhaften Widerspruch erfuhr, hat wie ein zündender Funke gewirkt, sodass in schneller Folge durch

die gemeinsame Arbeit der in dem nordeuropäischen Glacialgebiete thätigen Geologen die Inlandeistheorie fest begründet und weiter ausgebaut wurde.

Im Jahre 1880 wurden auf Torell's Anregung von G. de Geer und dem Verfasser, der damals mit der geologisch-agronomischen Aufnahme des Messtischblattes Rüdersdorf beschäftigt war, die dortigen Schrammen einer genauen Untersuchung und Messung unterzogen. Dabei stellte es sich heraus, dass auf den zur Zeit entblössten Schichtenköpfen und Schichtoberflächen zwei sich kreuzende Schrammensysteme von verschiedenem Alter vorhanden waren. Das ältere System, welches nur wenig tief eingeritzte, meist vereinzelt auftretende und oft völlig abgeschliffene, aber noch deutlich erkennbare Schrammen zeigte, hatte im Mittel die Richtung von Nordnordwest nach Südsüdost, das jüngere, oft nur allein vorhandene, mit sehr deutlichen und oft tief eingeritzten Schrammen die Richtung Ost-West. Es ist die Vermuthung ausgesprochen worden, dass die älteren Schrammen mit der Richtung Nordnordwest-Südsüdost von der ersten Vereisung, die als Grundmoräne den Unteren Geschiebemergel absetzte, herrühren, während die jüngeren Schrammen offenbar durch die letzte Vereisung bewirkt worden sind. Für diese Ansicht lässt sich der Umstand geltend machen, dass in dem Unteren Geschiebemergel, der südlich von dem Rüdersdorfer Muschelkalk am östlichen Ufer des Kalksees zu Tage tritt und von dort am Ostgehänge des Kalkgrabens bis zu den Grandgruben am Schulzenberge verfolgt werden kann, Muschelkalkbruchstücke zahlreich als Geschiebe verbreitet sind. Oberhalb des grossen Röthaufschlusses am Abhange des Schulzenberges bildet der Untere Geschiebemergel die Basis der dort im Abbau befindlichen interglacialen Sande und Grande und in einem Hohlwege, der in die Grube hineinführt, konnte man früher beobachten, dass der Untere Geschiebemergel ganz mit Muschelkalkgeschieben erfüllt war, darunter zahlreiche geschrammte und geschliffene Stücke von den früher im Krienbruch abgebauten harten Bänken mit *Ceratites nodosus*.

Seit dem Jahre 1875 liessen sich die Schrammen in Rüdersdorf beim Fortschreiten des Abbaus nach Osten zu stets in aus-

gezeichneter Ausbildung im Alvenslebenbruche beobachten. Sie zeigten sich überall dort, wo der Obere Geschiebemergel die mit 20—30° nach Nord einfallenden Schichten unmittelbar bedeckte, wo dagegen Sande oder Grande unter dem Geschiebemergel auftraten, war niemals Schrammung oder Politur auf den Schichtenköpfen vorhanden, sondern dieselben besassen dann die stumpfen, abgerundeten Oberflächenformen, wie sie fliessendes Wasser, wenn dasselbe Sand und Geröll zu transportiren hat, hervorruft. Verschiedentlich konnten in gleicher Richtung fortsetzende Schrammen von 10—20 Meter Länge beobachtet werden. Sehr deutlich war an den geglätteten und oft ausgekehlten Schichtenköpfen das Phänomen der Stoss- und Lee-Seite zu sehen, sodass wohl, entgegen meinen früheren, wesentlich auf de Geer's Beobachtungen sich stützenden Auffassungen vom Jahre 1881[1]), die Schrammung durch eine Bewegung des Inlandeises von Ost nach West hervorgerufen worden ist. Leider wird es bei dem Fortschreiten des Abbaus im Alvenslebenbruch nicht möglich sein, die geschrammten Schichtenköpfe in einer kleineren Partie an Ort und Stelle zu erhalten, sodass schon in allernächster Zeit dieses wichtige Glacialphänomen nicht mehr in Rüdersdorf zu beobachten sein wird.

Nach Auffindung der Schrammen in Rüdersdorf sind diese unmittelbaren Spuren eines sich fortbewegenden Inlandeises an verschiedenen Stellen nachgewiesen worden. In grösserer Anzahl fanden sich diese Punkte im Randgebiete des norddeutschen Flachlandes, namentlich im Königreich Sachsen, wo ältere Gesteinskuppen häufiger unter dünner quartärer Decke zu Tage treten. Eine Uebersicht über sämmtliche bekannt gewordene Fundpunkte von Glacialschrammen und -schliffen auf anstehendem Gestein innerhalb des norddeutschen Flachlandes hat der Verfasser in seinem Aufsatze: »Ueber Glacialerscheinungen bei Gommern unweit Magdeburg« (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXV, S. 831 bis 848) und in der Schrift: »Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes«. Stuttgart 1891, S. 62—72) gegeben. Hinzuzufügen ist noch das Vorkommen von Glacial-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXIII, 1881, S. 710.

schrammen auf den Kalken des weissen Jura beim Dorfe Krotoschin unweit der Stadt Bartschin in Posen, auf einer Basaltkuppe westnordwestlich von Jauer in Schlesien und auf der Culmgrauwacke von Hundisburg bei Magdeburg.

Wenn das von dem Inlandeise überschrittene anstehende Gestein dem Eisdruck ausreichenden Widerstand entgegengesetzte, so wurden die Schichten abgeschliffen, abgehobelt und rundhöckerartig umgestaltet, war jedoch das Gestein schon vorher durch die Verwitterung und den Spaltenfrost gelockert und in Folge dessen nicht genügend widerstandsfähig, so wurden die oberen Lagen aufgebogen, zertrümmert, in den unteren Theilen des Eises mit fortgeschleppt und zum Theil auf's Innigste mit dem Material der nordischen Grundmoräne vermischt. Auf diese Weise entstand die sogenannte Localmoräne, oder die Localfacies des Geschiebelehms, wie sie von H. CREDNER bezeichnet worden ist. In Rüdersdorf war eine derartige Localmoräne früher an der Ost- und Südseite des Alvenslebenbruches in ausgezeichneter Weise zu beobachten, doch sind diese Stellen leider dem fortschreitenden Abbau zum Opfer gefallen. Die seiner Zeit vom Verfasser gezeichneten Profile mögen diese Verhältnisse näher veranschaulichen.

Die Profile zeigen, wie sich die Localmoräne gebildet hat. Offenbar war es hier der von oben wirkende Druck des Eises, der die Schichten zertrümmerte, faltete, stauchte und den Geschiebemergel sackartig zwischen die umgebogenen, bereits in einzelne Bruchstücke aufgelösten Schichten hineinpresste. Nordische Geschiebe fanden sich zuweilen bis auf einen Meter tief in der Localmoräne, oder auch zwischen die aufgebogenen Schichten eingekeilt. In Fig. 2 sieht man eine losgerissene Muschelkalkscholle rings von unregelmässigen Kalkbruchstücken umgeben, und aus der Biegung und Spaltung der Scholle ergiebt sich, dass die Ablagerung fortbewegt worden ist. Der Rüdersdorfer Localmoräne völlig analoge Bildungen sind zuerst von H. CREDNER am Ausgehenden der Grauwacke von Klein-Zschocher, sodann vom Verfasser bei Velpke, Danndorf und Gommern, von SAUER auf der Grauwacke von Otterwisch, von GEINITZ im mecklenburgischen Kreidegebiete, von HAAS im Miocängebiet des östlichen Schleswig-

Holstein, auf der senonen Kreide von Lägerdorf-Schinkel, auf dem Segeberger Gypsberg, von Keilhack vom Koschenberg bei Senftenberg, von Berendt am Rande des Warmbrunner Thales in den Vorbergen des Riesengebirges und von G. Müller nördlich von Dortmund im Canaleinschnitt bei Holthausen auf der Kreide beschrieben worden.

Noch ein drittes Glacialphänomen ist von Rüdersdorf zu besprechen, das zwar nicht durch die unmittelbare Einwirkung

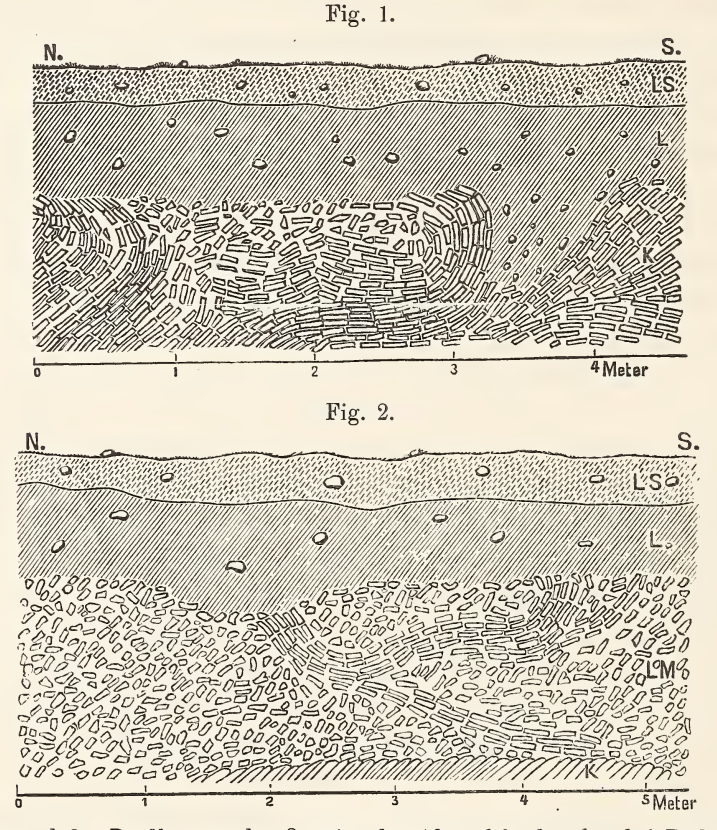


Fig. 1 und 2. Profile von der Ostseite des Alvenslebenbruches bei Rüdersdorf senkrecht gegen das Streichen des Muschelkalkes.

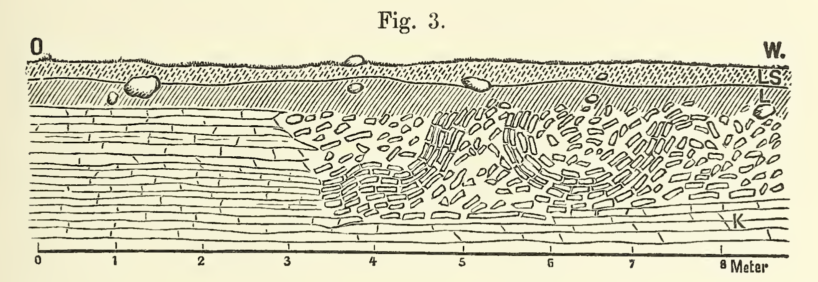
LS Lehmiger Sand } zum Oberen Diluvialmergel gehörig.
L Lehm

LM Localmoräne.

K Schichtenköpfe des Muschelkalkes, in Fig. 1 am Ausgehenden gebogen und gestaucht.

des Inlandeises, sondern durch die von der Oberfläche desselben in Spalten herabstürzenden Schmelzwasser entstanden ist. Es sind dies die auf den ausgehenden Schichtenköpfen des Schaumkalkes im Alvenslebenbruche nachgewiesenen Gletschertöpfe oder Riesenkessel. Dieselben wurden zuerst von DAMES bei einem geologischen Ausfluge, den derselbe mit seinen Zuhörern unternahm, aufgefunden, während sein Schüler NOETLING sie eingehend untersucht und beschrieben hat. Im Querschnitt zeigen sie an der Oberfläche eine kreisförmige oder längliche Form und sind kesselförmig in den Muschelkalk eingesenkt. Zuweilen sind

Fig. 3.



Profil von der Südseite des Alvenslebenbruches im Streichen des Muschelkalkes.

LS Lehmiger Sand } zum Oberen Diluvialmergel gehörig.
L Lehm
K Muschelkalkbänke mit Schichtenstörungen.

zwei Kessel mit einander verschmolzen, sodass ihre Oeffnung dann die Gestalt einer Lemniscate besitzt. Der Durchmesser schwankt zwischen 0,5—1,5 Meter und die Tiefe beträgt 1—6 Meter. Mehrfach ist die Entstehung der Kessel durch herabstürzendes Schmelzwasser in Zweifel gezogen worden. Es ist das auf den Umstand zurückzuführen, dass in Rüdersdorf offenbar zwei verschiedene Bildungen neben einander und mit einander vergesellschaftet vorkommen, nämlich echte Gletschertöpfe und geologische Orgeln. Man beobachtet bei verschiedenen Kesseln, dass deren Wände mit einem zähen, rothbrauen Lehm bedeckt sind, der ein wesentlich anderes Aussehen besitzt, wie der durch Entkalkung des Oberen Geschiebemergels entstandene Lehm. Der braune Lehm, der keine Spur von nor-

dischem Material, wohl aber noch ungelöste kleine Muschelkalkstückchen enthält, ist offenbar das thonige Residuum des durch kohlensäurehaltige Sickerwässer aufgelösten Kalksteines. Daneben finden sich aber auch solche Einsenkungen, deren Wände glatt sind und deren Ausfüllungsmasse aus reinem, nordischen Sande besteht. In diesen waren, wie Noetling gezeigt hat, völlig abgerundete Reibsteine von verschiedener Grösse eingebettet. Diese letzteren sind als echte Strudellöcher anzusehen. Durch die Bildung der geologischen Orgeln, die erst nach der Entstehung der Riesenkessel eingetreten ist, sind viele der letzteren verändert, ihre Wandungen angegriffen und dadurch auch ihre regelmässigen Kesselformen umgestaltet worden. An den längst dem Abbau anheimgefallenen Stellen, wo einst Noetling die Riesenkessel untersucht hat, war die Oberfläche des Muschelkalkes nur mit einer dünnen Grundmoräne bedeckt, die zum grossen Theil bereits durch die Atmosphärilien entkalkt und in einen sandigen Lehm umgewandelt war. Diese kohlensäurehaltigen Sickerwasser haben, nachdem sie den Lehm durchdrangen, auch den Kalk angegriffen und die Orgelbildung veranlasst. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Gletschertopfbildung mit der tiefen Auswaschungsrinne in Zusammenhang zu bringen ist, die neuerdings durch den Abbau im Alvenslebenbruche blossgelegt wurde und vielleicht die subglaciale Erosionsrinne der Abflusswasser der Gletschermühlen darstellt.

In der Umgebung dieser Rinne waren im Herbst 1898 Dank der Königlichen Berginspection zu Rüdersdorf mehrere echte Riesenkessel freigelegt, die nicht mit dem braunen Verwitterungslehm ausgekleidet, sondern mit grobem nordischen Sand und Grand nebst schönen gerundeten Reibsteinen von 1—3 Decimeter Durchmesser erfüllt waren. Ihre Innenwände zeigten typische Abschleifungsformen, wie sie Sand und Geröll transportirendes Wasser hervorruft. Da der Muschelkalk hier mit 20—25^0 nach Nord einfällt und von Klüften durchsetzt ist, so wurden naturgemäss bei der Entstehung der Riesenkessel durch die herabstürzenden Gletscherschmelzwasser Stücke des Kalkes losgerissen, sodass die Wände, obwohl sie überall deutlich geglättet sind,

nicht glatte Flächen bilden, sondern balkonartige Vorsprünge besitzen.

Die Entstehung der tiefen von N. nach S. verlaufenden Auswaschungsrinne ist wahrscheinlich auf eine in der Praeglacialzeit bereits vorhandene Kluft zurückzuführen, die von den Gletscherschmelzwassern mit Sand und grobem Geröll ausgefüllt wurde. Die Glättung der Schichtenköpfe durch das strömende Wasser und die halbkreisförmigen Nischenbildungen waren an den Wänden der Rinne vorzüglich zu beobachten und deuteten auf ein Strömen des Wassers von N. nach S.

Die unmittelbaren Einwirkungen des vorrückenden Inlandeises auf seinen Untergrund sind nicht nur in der Schrammung und Abschleifung des festen anstehenden Gesteins zu erkennen, sondern machen sich auch in oberflächlichen Schichtenstörungen bemerkbar, die in lockeren, wenig widerstandsfähigen Bildungen durch den Eisschub hervorgerufen sind. Schon 1879 legte BERENDT in der Februarsitzung der deutschen geologischen Gesellschaft Profilzeichnungen solcher Störungen der ursprünglichen Lagerung aus verschiedenen Gegenden des norddeutschen Diluvialgebietes vor, die jedoch nicht veröffentlicht worden sind. Sodann hat H. CREDNER im Jahre 1880 oberflächliche Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebelehms an Beispielen aus dem nordwestlichen Sachsen und angrenzenden Landstrichen eingehend erläutert und auf den Eisdruck zurückgeführt. Ganz analoge Erscheinungen und Aufpressungen beschrieb der Verfasser im Jahre 1882 von verschiedenen Punkten des norddeutschen Flachlandes, und seitdem sind durch VAN CALKER, E. GEINITZ, HAAS, JENTZSCH, SCHRÖDER, ZEISE und andere derartige glaciale Störungen in grösserer Zahl bekannt geworden.

Auch tiefer greifende Schichtenstörungen, die namentlich das Tertiär, sowie auch die Kreide betreffen, sind als glacial angesprochen worden. Nachdem BEHRENS 1878 die bedeutsamen Störungen der Kreideablagerungen der Insel Wollin unter Berufung auf JOHNSTRUP als Wirkungen der dislocirenden Kraft des Inlandeises erklärt hatte, sind auch durch BERENDT, JÄKEL und VON ROSENBERG-LIPINSKI die gestörten Lagerungsverhältnisse in

den Braunkohlenbildungen der Mark, im nördlichen Schlesien und in Posen als dynamische Wirkungen des Gletscherdruckes betrachtet worden.

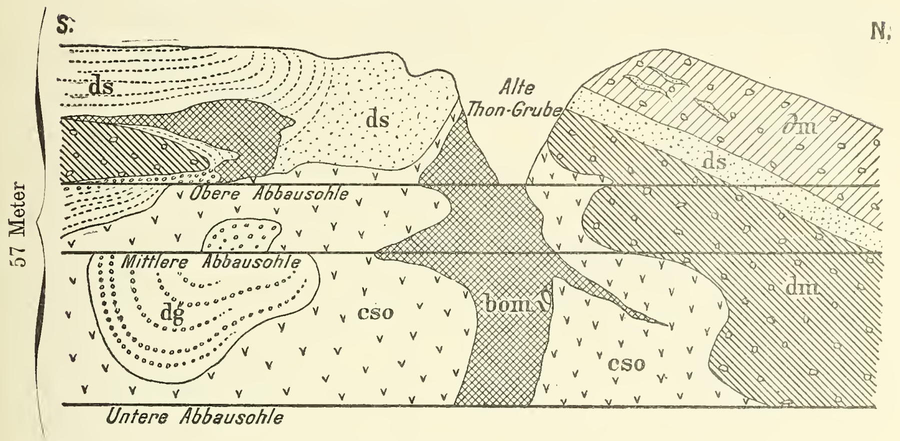
Die Kreidegruben bei Finkenwalde.

Durch die ausgedehnten Tagebaue in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin sind bedeutende Lagerungsstörungen der Kreide, des Tertiärs und Diluviums bekannt geworden, die G. Berendt 1884 beschrieb und als Wirkungen des Inlandeises erklärte. Es handelt sich nach ihm bei diesen Störungen um eine grossartige, zur Diluvialzeit entstandene Emporpressung und Faltung des Kreide- und Tertiärgebirges, bei der die Falten überkippten und zum Theil weit über ältere Diluvialsande hingeschoben wurden. Verfasser, der Blatt Podejuch 1889 und 1890 kartirte und im Juli dieses Jahres die Finkenwalder Kreidegruben noch mehrmals besichtigt hat, theilt diese Ansicht Berendt's und hat im Verlaufe des fortschreitenden Abbaus die gestörten Glacialbildungen zu gliedern versucht, die in der Arbeit Berendt's als Ganzes zusammengefasst worden sind.

In der der Stettiner Cementfabrik in Züllchow gehörigen Kreidegrube Katharinenhof bei Finkenwalde ist die Kreide bereits in bedeutendem Maasse abgebaut. Durch den in den letzten acht Jahren besonders weit nach Süden zu vorgerückten, terrassenförmigen Abbau ist es möglich geworden, auch die glacialen Ablagerungen eingehender zu untersuchen und die zum Theil sehr verwickelten Lagerungsstörungen derselben mit der Kreide und dem Tertiär in nähere Beziehung zu bringen. Beim Eintritt in die Grube von Norden her sieht man gegenwärtig bis zu der durch den Abbau des Septarienthons entstandenen Schlucht (vergl. Fig. 4) am westlichen Stoss den bläulichen und nur in den oberen Partien zuweilen gelblich gefärbten Unteren Geschiebemergel in wechselnder Mächtigkeit die Kreide unmittelbar überlagern und sackartig in dieselbe eindringen. Diese untere Moräne zeichnet sich durch höheren Thongehalt, reichliche Geschiebeführung, sowie dadurch aus, dass viele dieser Blöcke deutliche Glacialschrammen und -schliffe besitzen. Darüber folgt geschichteter

Fig. 4.

Westlicher Stoss der Kreidegrube Katharinenhof.



Höhe : Länge = 1 : 1.

∂m Oberer Geschiebemergel.
ds Unterer Diluvialsand.
dg Unterer Diluvialgrand.
bom ϑ Mittteloligocäner Septarienthon.
cso Obersenone Mucronaten-Kreide.

Diluvialsand, der nach der Schlucht zu mit dem Unteren Geschiebemergel ansteigt. Ueberlagert wird derselbe durch einen mehr sandig ausgebildeten gelblichen Oberen Geschiebemergel, dessen Mächtigkeit in südlicher Richtung mehr und mehr abnimmt, sodass am Südstosse der Grube nur noch eine ganz dünne Schicht den Unteren Diluvialsand überlagert oder das frühere Vorhandensein desselben nur noch durch das Auftreten grösserer Blöcke angedeutet wird. In den oberen Geschiebemergel sind mehrfach fetzenartige Partien des darunter liegenden Diluvialsandes eingewalzt worden. Diese Fetzen sind oft schweifartig ausgezogen, gekrümmt und am östlichen Stosse mit deutlichen Biegungen der Schichtung versehen. Im weiteren Verlauf der westlichen Grubenwand sieht man vom Boden der Schlucht aus, welche durch die ehemalige Alaunthongrube entstanden ist, den schwärzlichen Septarienthon als eine schmale, steil aufgerichtete Partie in die Kreide eingepresst. Er reicht bis auf die untere

Fördersohle herab und stand in Zusammenhang mit dem Septarienthone, den man noch jetzt am östlichen Stosse die Kreide überlagern sieht. Von dem Septarienthon aus ziehen sich, wie Fig. 4 zeigt und auch in der Sohle der unteren Grube der Cementfabrik Stern zu beobachten ist, Apophysen in die Kreide hinein.

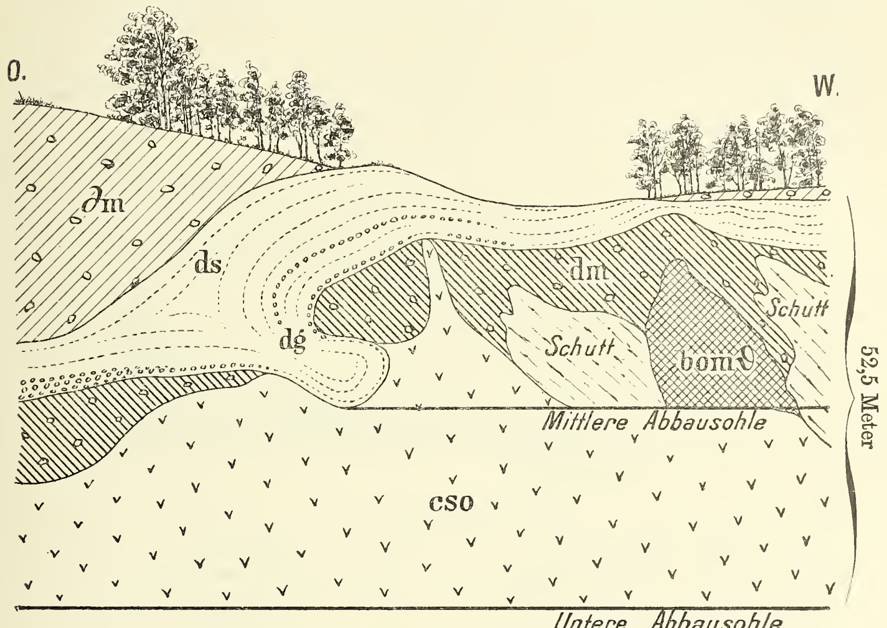
Weiter südlich von dieser Septarienthonpartie ist die Kreide bereits so weit abgebaut, dass die unter ihr liegenden Grande mit gebogenem Schichtenbau sichtbar geworden sind. Man erkennt hier, dass die Kreide ein steiles, ungefähr nordöstliches Fallen besitzt und dass zwischen ihr und dem Grand noch ein feiner grünlicher Sand von nur wenigen Centimetern Mächtigkeit eingeschaltet ist. An der Grubenwand sieht man nach oben zu steil aufgerichtete Diluvialsande die Kreide unmittelbar überlagern. Hier tritt im Liegenden der Kreide wieder eine Septarienthonpartie auf, die eine scharfe Umbiegung zeigt und schweifartig ausgezogen ist. Darunter liegt Unterer Geschiebemergel, der eine liegende Falte zu bilden scheint, weil er nach West zu von convex gebogenen Sanden und Granden umgeben ist.

Der südliche Stoss der Grube, welchen Fig. 5 darstellt, scheint einen etwas schrägen Schnitt zum Streichen der Falte zu bilden. Man sieht hier eine schmale steil aufragende Kreidezunge, die auf beiden Seiten von Geschiebemergel umgeben ist. Darauf legen sich grobe Grande und Sande, die mit dem Geschiebemergel eine starke Biegung nach unten machen und mit einer liegenden Falte von Diluvialsand in Verbindung stehen, die in den Geschiebemergel und in die Kreide eingefaltet zu sein scheint. Diese Sande treten hier im Hangenden einer sehr blockreichen Grandschicht auf und werden vom Oberen Geschiebemergel überlagert.

Der Oststoss der Grube zeigt nachstehende Schichtenfolge: Am nördlichen Eingange in die Grube liegt auf der Kreide der schon erwähnte Septarienthon, welcher etwa bis zur Mitte der Grube zu verfolgen ist. Auf demselben folgt der Untere Geschiebemergel, der weiter nach Süden zu die Kreide unmittelbar

Fig. 5.

Südlicher Stoss der Kreidegrube Katharinenhof.



Höhe : Länge = 1 : 1.

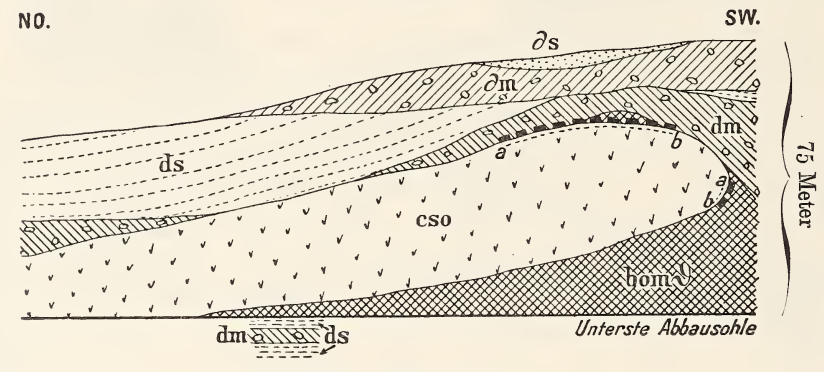
∂m	Oberer Geschiebemergel.
ds	Unterer Diluvialsand.
dg	Unterer Diluvialgrand.
dm	Unterer Geschiebemergel.
bom϶	Mitteloligocäner Septarienthon.
cso	Obersenone Mucronaten-Kreide.

überlagert. Auf diesem Geschiebemergel liegen geschichtete Diluvialsande, die am Eingang in die Grube im Streichen geschnitten sind und aus diesem Grunde horizontale Bankung zeigen. Die ungefähr in der Mitte der Grube zwischen den beiden Grundmoränen zu beobachtenden Sande sind steil aufgerichtet und fallen unter 70° nach Südwest. Ueber diesen Sanden ist eine kleine, das Diluvium durchsetzende Verwerfung zu beobachten. Eine Bohrung in der untersten Fördersohle hat ergeben, dass dort noch 26 Meter Kreide anstehen. Darunter folgt zunächst grünlicher und dann weisser Sand.

Figur 6 giebt ein schematisches Profil durch die untere Grube der Cementfabrik Stern. Am Eingang in die Grube

Fig. 6.

Schematisches Profil durch die untere Grube der Cementfabrik »Stern«.



Höhe : Länge = 1 : 1.

∂s Oberer Diluvialsand.
∂m Oberer Geschiebemergel.
ds Unterer Diluvialsand.
dm Unterer Geschiebemergel.
a...b Knollensteine (Unteroligocän?).
bomϑ Mitteloligocäner Septarienthon.
cso Obersenone Mucronaten-Kreide.

Mächtigkeit der unter der untersten Abbausohle aufgeschlossenen Schichten:

ds = 0,40 Meter
dm = 1,50 »
ds = 31,0 Meter +

sieht man am Nordoststoss den Unteren Geschiebemergel sich auf die Kreide auflegen und dann allmählich sich auskeilen. Darüber folgen mächtig entwickelte Untere Diluvialsande, die am Abhange zunächst bis an die Oberfläche treten und weiter südlich vom Oberen Geschiebemergel überlagert werden. In der Sohle der Grube tritt unter der Kreide der Septarienthon hervor und hebt sich am Südweststoss steil unter der Kreide heraus. Zwischen Septarienthon und Kreide bemerkt man hier feine grünliche Sande, in denen Knollensteine liegen. Es sind dieselben mit Wurzelresten durchsetzten Quarzite, die früher auf der höchsten Kuppe der Kreide in grosser Zahl zu beobachten waren und von Berendt zum Unteroligocän gestellt worden sind. Auch bei den neuesten Abräumungsarbeiten sind die Knollen-

steine in unmittelbarer Auflagerung auf die Kreide wieder in grosser Zahl gefunden worden und an einer Stelle, die Fig. 6 der Deutlichkeit halber in stark übertriebener Grösse darstellt, liess sich noch ein Fetzen Septarienthon in ursprünglicher Lagerungsfolge über dem Knollensteinhorizonte beobachten.

In der Sohle der Grube war beim Besuch der Mitglieder der Deutschen geologischen Gesellschaft am 2. October 1898 unter dem die Kreide unterteufenden Septarienthone zunächst eine dünne Schicht Unteren Diluvialsandes und darunter Unterer Geschiebemergel von geringer Mächtigkeit aufgeschlossen. Eine an dieser Stelle angesetzte Bohrung war unter dem Unteren Geschiebemergel bis zu 31 Meter Tiefe im Unteren Diluvialsande stecken geblieben. Es ist dadurch bewiesen, dass hier, wie dies schon BERENDT aussprach, eine weit überkippte Falte vorliegt.

In der oberen Grube der Cementfabrik Stern ist die Kreide abgebaut. Sie lag hier ebenfalls in steiler Schichtenstellung auf dem Septarienthon und darunter folgendem Diluvialsand. Bei dem weit vorgeschrittenen Abbau in dieser Grube ist gegenwärtig nur der Septarienthon unter dünner diluvialer Decke aufgeschlossen.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass die Lagerungsstörungen, welche Kreide, Tertiär und Diluvium betroffen haben, auf einen gewaltigen seitlichen Druck zurückgeführt werden müssen. Die der obersenonen Mucronaten-Kreide angehörigen Kreidemergel sind völlig zerdrückt, sodass ihre Schichtung fast gänzlich verloren gegangen ist und die darin vorkommenden Belemnitellen in einzelne Bruchstücke zertrümmert worden sind. Ebenso zeigt auch der Septarienthon die Spuren starker Zusammenpressung und Verdrückung durch glänzende Ablösungsflächen. Der Druck, durch welchen die Schichten gestört worden sind, hat ungefähr von Norden oder Nordosten her gewirkt, weil die Kreide auf die tertiären und diluvialen Schichten in südlicher Richtung, wie die Aufschlüsse deutlich erkennen lassen, aufgeschoben worden ist. Da der Untere Geschiebemergel und der ihn überlagernde Diluvialsand mit überschoben worden sind, so muss die Hauptstörung zur Ablagerungszeit des oberen Diluviums erfolgt sein.

Dass die emporgepressten und überkippten Falten durch das über sie hinwegschreitende Inlandeis noch mannichfach gestört und verdrückt wurden, wodurch Specialfaltungen und -störungen entstanden, zeigen die Aufschlüsse der Grube Katharinenhof sehr deutlich.

Die Finkenwalder Buchheide.

Die geologischen Aufnahmen, die der Verfasser in der Finkenwalder Gegend auf den Blättern Podejuch und Alt-Damm ausführte, haben ergeben, dass in dem ganzen Finkenwalder Höhenzuge, der sogenannten Buchheide (höchster Punkt 135,7 Meter über Normalnull), der sich als ein schmaler, 3 – 4 Kilometer breiter Rücken vom rechten Oderthalgehänge nach Südost zu erstreckt, die Lagerungsverhältnisse ausserordentlich gestört sind. Der Kern der Buchheide besteht, soweit sich dies aus den vorhandenen Aufschlüssen erkennen liess, aus Septarienthon, oberoligocänen Glimmersanden und Quarzsanden der miocänen Braunkohlenformation, die verschiedentlich zu Tage treten, jedoch der Hauptsache nach von Diluvialsand bedeckt sind. Als das Inlandeis diesen Höhenrücken überschritt, hat es die diluvialen und tertiären Schichten zu Falten aufgestaut, sodass man fast nirgends innerhalb der Buchheide die Schichten in ursprünglicher Lagerung, sondern stets nur in aufgerichteter Stellung sieht. Die Schmelzwasser des Inlandeises haben auf diesen Kamm und seine steilen Schichtflächen sehr energisch eingewirkt und senkrecht zu seinem Streichen tiefe Rinnen eingegraben. Dadurch, dass dieselben zahlreiche Nebenthälchen besitzen, welche oft dicht neben denjenigen der Nachbarrinne verlaufen, ist der ganze Höhenrücken in ein complicirtes System schmaler, neben einander verlaufender Kämme und Hügel zerschnitten worden. Die Aufschlüsse zeigen, dass der Schichtenbau nirgends der Oberfläche conform ist und dass diese nur der Erosion ihre Entstehung verdanken kann. Die auf den höchsten Punkten der Buchheide sich findenden grossen Geschiebe, sowie vereinzelte Fetzen von Geschiebemergel zeigen, dass das Eis den Rücken überschritten haben muss, dass jedoch durch die Schmelzwasser eine bedeutende Aufbereitung und Fortführung des Grund-

moränenmaterials stattgefunden hat. Während die Buchheide ein sehr typisches Beispiel einer Erosionslandschaft mit tiefen Schluchten und steilen Abhängen darbietet, zeigt das sich im Süden anschliessende, aus Oberem Geschiebemergel bestehende Gebiet bei Colow und Binow mit seinen vielen Seen und der unregelmässig kuppigen Oberflächengestalt den Charakter der Grundmoränenlandschaft in ausgezeichneter Weise.

Quellungserscheinungen bei Pölitz und Messenthin.

Als Beispiele dafür, dass neben den echten auf Eisdruck zurückzuführenden Glacialstörungen auch solche vorkommen, die mit den Wirkungen des Inlandeises nichts zu thun haben, mögen die Quellungserscheinungen bei Pölitz und Messenthin hier erwähnt werden, die KEILHACK beobachtet hat und folgendermaassen beschreibt:

»In die Rubrik der Lagerungsstörungen gehören auch die am Ufer der unteren Oder zwischen Kratzwiek und Pölitz vorkommenden Quellungserscheinungen des Septarienthons. In diesem Gebiete lehnt sich an das linke Oderufer, welches in der Hauptsache aus Septarienthon mit eingefalteten Stettiner Sanden besteht, in kleinen Lappen eine oberdiluviale Schichtenfolge an, die nur aus zwei Gliedern besteht, einem fluvio-glacialen, horizontal geschichteten Sande und einem ihn überdeckenden Oberen Geschiebemergel. Diese beiden Schichten, die ursprünglich wahrscheinlich entlang der ganzen Strecke das Ufer begleiteten, sind durch die Erosion in eine Reihe von einzelnen Stücken aufgelöst; es zeigt sich nun, dass der Septarienthon, an den diese Schichten sich anlehnen, vom Gehänge herab, in der Richtung auf das Thal zu, sich in Bewegung gesetzt und dies diluviale Profil mehr oder weniger überquollen hat. Die Intensität der Ueberquellung nimmt nach Süden hin mit der zunehmenden Höhe und Steilheit des Ufers zu, sodass dort das ganze diluviale Abschnittsprofil vollständig in den Septarienthon eingehüllt erscheint, während nach Norden hin die Mächtigkeit der Bedeckung allmählich abnimmt. In der Kavelwischer Ziegeleigrube ist der Obere Geschiebemergel noch von Thon überquollen und verhüllt, nördlich vom Parke dagegen liegt

zwar noch übergequollener Thon auf dem Geschiebemergel, aber das Abschnittsprofil selbst liegt bereits frei zu Tage. Eine ganz ähnliche Erscheinung aus einer etwas älteren Periode zeigt der grosse Eisenbahneinschnitt beim Dorfe Messenthin. Hier ist unter den Thalsanden der obersten Haffterrasse ein dunkler Thon angeschnitten, der petrographisch vollkommen mit dem Septarienthon übereinstimmt, aber nach Ausweis einer Reihe von Bohrungen überall in einer Tiefe von 14—16 Meter von diluvialen Granden unterteuft wird. Zwischen Thon und Thalsand schiebt sich Geschiebemergel ein, der im östlichen Theile des Einschnittes als solcher, im westlichen dagegen nur als Steinsohle entwickelt ist und oberdiluviales Alter besitzt. Da nun südlich von dem Einschnitte in 200 Meter Entfernung die Thalsandterrasse sich an ein aus Septarienthon bestehendes Plateau anlehnt, so ist die Vermuthung begründet, dass in der Interglacialzeit hier ein ähnliches Herausquellen des Thones aus dem Plateau stattgefunden hat, wie in postglazialer Zeit am Oderufer.«

Buckow.

Nachdem Berendt durch die Ergebnisse zahlreicher Tiefbohrungen den Nachweis geliefert hatte, dass die märkische Braunkohlenformation über dem mitteloligocänen Septarienthon und dem oberoligocänen Glimmersande zur Ablagerung gelangt und demnach zum Miocän zu rechnen sei, war die richtige Deutung der Lagerungsverhältnisse in der Buckower Septarienthongrube erst möglich. Es handelt sich hier um eine Ueberschiebung des Mitteloligocäns auf das Miocän. Die gestörten Lagerungsverhältnisse in der Buckower Thongrube sind schon durch Berendt als glaciale Druckwirkungen gedeutet worden, eine Auffassung, für die alsdann durch die vom Verfasser ausgeführte Kartirung jenes Gebietes und durch den fortschreitenden Abbau der Schichten die Beweise erbracht worden sind.

Die Buckower Thongrube zeigt von Ost nach West nachstehende Schichtenfolge: Am Eingange des zur Grube führenden Hohlwegs beobachtet man den Unteren Geschiebemergel, der sich den Abhang hinaufzieht und die tertiären, unter 17°

nach Nordost einfallenden Schichten discordant überlagert. Das darunter folgende Tertiär besteht zunächst aus Glimmersanden, die wegen der petrographischen Uebereinstimmung mit den von BERENDT im Liegenden der märkischen Braunkohlenformation nachgewiesenen oberoligocänen Meeressanden zum Oberoligocän gestellt worden sind. Darunter liegen die zum Mitteloligocän gehörigen glaukonitischen Stettiner Sande mit den eingelagerten Thoneisensteinschichten. Diese bilden das Hangende des im Abbau befindlichen mitteloligocänen Septarienthons. Im Liegenden des Septarienthones wurden am westlichen Stoss der Grube ein kleines verdrücktes Braunkohlenflötzchen und Quarzsande aufgeschlossen, während darunter gelblichweisser feiner Glimmersand von unbekanter Mächtigkeit erbohrt worden ist. Diese Braunkohle muss einem sehr starken Druck ausgesetzt gewesen sein, denn man beobachtet häufig an den Ablösungsflächen der härteren Stücke stark spiegelnde Harnische. Von besonderem Interesse war aber die von mir gemachte Beobachtung, dass unmittelbar in der Berührungszone des Septarienthones mit den Braunkohlenschichten vereinzelt nordische Geschiebe sich fanden. Ein grösserer Gneissblock war gespalten und die beiden Hälften um einige Centimeter gegen einander verschoben. Der Untere Geschiebemergel und die aufgerichteten Schichten des Tertiärs werden von horizontal geschichtetem Unteren Diluvialsande discordant überlagert. Dieser Sand lässt sich weiter nach Westen zu verfolgen, wo er unter den Oberen Geschiebemergel der diluvialen Hochfläche untertaucht. Es sind daher nach meiner Ansicht die Lagerungsstörungen in der Buckower Thongrube während der Ablagerung des Unteren Geschiebemergels entstanden und auf den Schub des von Nordost her sich fortbewegenden Inlandeises zurückzuführen.

Auch die Störungen in den von Nordwest nach Südost streichenden Bildungen der märkischen Braunkohlenformation, deren Lagerungsverhältnisse durch den Grubenbetrieb bei Bollersdorf bekannt geworden sind, finden nach meiner Ansicht ebenfalls durch die aufpressende und zusammenschiebende Thätigkeit des vorrückenden Inlandeises ihre beste Erklärung.

Die stark kuppige Oberflächenbeschaffenheit der Pritzhagener Forst bei Buckow, sowie des sich südlich anschliessenden Gebietes mit seinen zahlreichen Seen ist nicht, wie es nach den Oberflächenformen scheinen könnte, eine Grundmoränenlandschaft mit aufgestauchten und emporgepressten Schichten, sondern verdankt ihre Entstehung der erodirenden Thätigkeit der vom nördlich gelegenen Inlandeise ausgehenden Schmelzwasser. Durch dieselben wurde die Decke des Oberen Geschiebemergels zum grössten Theile fortgeführt, sodass er nur noch in Fetzen auf einzelnen Kuppen erhalten geblieben ist. Die darunter liegenden leicht zerstörbaren Unteren Sande wurden von den Schmelzwassern durchfurcht und zu Kuppen umgestaltet, die im Innern horizontalen Schichtenbau zeigen. Zahlreiche zum Theil wasserleere Schluchten, die die Pritzhagener Forst durchziehen, bezeichnen die ehemaligen Schmelzwasserrinnen, in denen das Wasser von Nord nach Süd von dem höher gelegenen Diluvialplateau des Blattes Möglin in die Buckower Einsenkung strömte. Wo diese Wasser mit starkem Gefäll herabstürzten, entstanden Ausstrudelungsseen (Evorsionsseen), zu welcher Kategorie der Kleine und Grosse Tornow-See gehören. Auch der Schermützel-See zeigt die Einwirkung von stark strömendem Wasser in seinem nördlichen Theile, wo gerade an der Einmündung des vom Poetensteig durchzogenen Thales die grösste Tiefe des Sees 44,6 Meter erreicht, während sie von dort sehr bald abnimmt und in der südlichen Hälfte nur 12,6—15,7 Meter beträgt.

Falkenberg und Freienwalde a/O.

G. B.

Hierzu Tafel I.

Genau so wie Wahnschaffe soeben die erodirende Thätigkeit des Schmelzwassers in der Pritzhagener Forst bei Buckow beschrieben hat, ist dieselbe auch in der ausgedehnten Cöthener Forst und der Freienwalder Stadtforst zu beobachten. Die Decke des Oberen Geschiebemergels ist, wie auch das beigegebene Specialkärtchen erkennen lässt, nur noch in Fetzen auf den zwischen den zahlreichen Abflussrinnen stehen geblie-

benen Graten und Einzelbergen (Mierenberge, Schmiedeberg und Karlsburg in Falkenberg) erhalten geblieben. Der Unterschied ist hier nur der, dass die Schmelzwasser hier bereits in rückläufiger Richtung von S. nach N. bezw. von SW. nach NO., anfangs wohl noch sogar unter dem Eise, zu dem sie sammelnden breiten Eberswalder Hauptthale hinabflossen. Da sie hierhin mit starkem Gefälle hinabstürzten, so konnten zwar keine Ausstrudelungsseen entstehen oder richtiger die entstandenen konnten nicht bestehen bleiben, weil sie sofort ihren Abfluss zu dem immer noch tieferen und sich stetig vertiefenden Hauptthale fanden; deutlich aber erkennt man diese Ausstrudelung in der kurzen und verhältnissmässig breiten Form dieser, auch hier z. Th. jetzt wasserleeren Nebenthäler; ich möchte sie Thalzwerge nennen. Unter ihnen ist geradezu des Besuches werth ein ausgeprägter Circus, der in geradliniger Richtung des Falkenberger Thales von seiner Mündung nach SW. unmittelbar neben dem an seinem Gehänge hervortretenden Oberoligocän und Miocän gewissermaassen als einer der Thalanfänge auch in dem Kärtchen sichtbar wird. Wie letzteres des weiteren erkennen lässt, ist dieser Thalanfang hernach nur durch die rechts und links gleichzeitig entstandenen Thalrinnen, deren westliche aber auch schon unmittelbar jenseit des Kartenrandes stumpf abschneidet, an seinem weiteren Einschneiden nach rückwärts verhindert worden.

Im übrigen ist die Gegend von Freienwalde a/O. eine der wenigen Stellen in der Mark Brandenburg, wo das Tertiär auf längere Erstreckung, von Hohen-Finow im Westen über Falkenberg und Freienwalde bis Alt-Ranft, also auf ungefähr $1^1/_2$ Meile einigermaassen regelmässig in seiner Altersfolge gelagert zu beobachten ist. Zwar kommen auch hier Punkte vor, an denen, wenn günstige Aufschlüsse vorhanden sind, in Folge von Aufpressung vor dem Eisrande und demnächstiger Ueberkippung durch den folgenden Eisschub mitteloligocäner Septarienthon und darüber folgender oberoligocäner Sand in einer liegenden Falte auf Diluvialsand aufgeschoben zu beobachten sind, gerade so wie solches Eingangs in der Gegend von Finkenwalde bei Stettin von Kreide und Oligocän beschrieben worden ist; immerhin ist aber die regel-

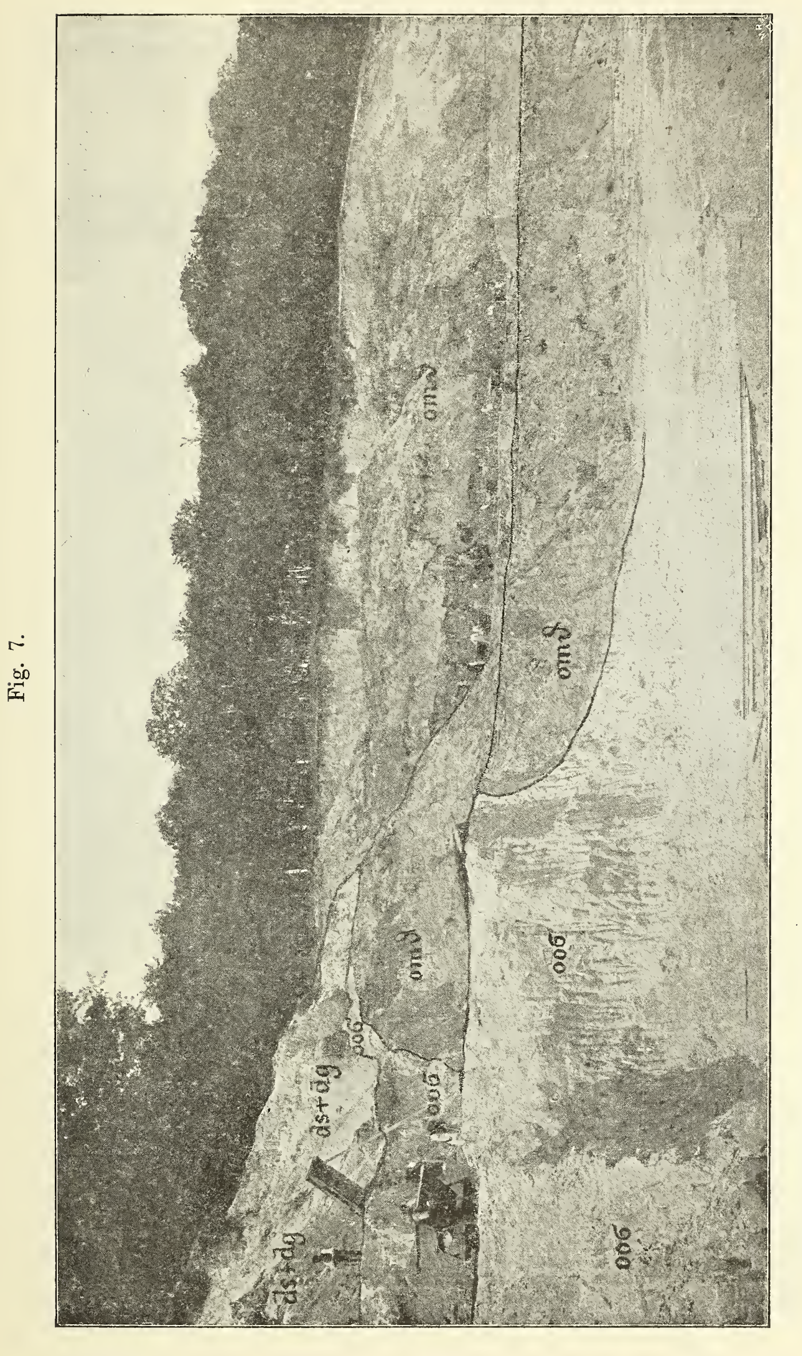
rechte Folge des Tertiärs unter dem Diluvium der vorherrschende Charakter der Gegend.

Vertreten sind von dem märkischen Tertiär als ältestes noch zu Tage tretendes Glied der mitteloligocäne Septarienthon, zum Theil bedeckt von mitteloligocänem Stettiner Sand und Thoneisenstein-Nieren oder Bänkchen; darüber der marine oberoligocäne Meeressand und ein ihm gleichaltriger, zuweilen etwas kaolinhaltiger gröberer Quarzsand, wie er auch in der Stettiner Gegend beobachtet wird, ein Vertreter der durch Flaschenthon und Kaolinsand in der Lausitz charakterisirten subsudetischen Braunkohlenbildung, welche ich als schliessliche Randbildung des Oberoligocänmeeres betrachte, sowie endlich die bereits dem Miocän angehörige märkische Braunkohlenbildung mit dem früher besonders abgebauten und verwertheten Alaunerz.

Der mitteloligocäne Septarienthon bildet in dem durch die vorhin genannten Orte bezeichneten westöstlichen, genauer Westnordwest zu Ostsüdost gerichteten Streichen des Steilrandes der Hochfläche zum alten diluvialen Eberswalder Hauptthale bezw. zum jetzigen Oderthale einen flachen Sattel, welcher in der Gegend des Hammer- und des Marienthales, halbwegs zwischen Falkenberg und Freienwalde, leicht oder garnicht bedeckt von Diluvium, zu 35 ja 60 Meter über die Sohle des Oderthales aufsteigt, östlich wie westlich aber sofort unter dem jüngeren Tertiär verschwindet, sodass er in Freienwalde in dem Bohrloch Scheck (Weinbergstrasse) erst in 64 Meter Tiefe, also etwa 50 Meter unter Oderthalsohle, getroffen wurde. Hammer- wie Marienthal bilden ziemlich rechtwinklig zum Oderthalrande verlaufende Erosionsrinnen und lassen den Sattel als solchen auch in dieser Richtung erkennen, indem, beispielsweise im Marienthale, sowohl einige hundert Meter nördlich wie südlich der den Septarienthon abbauenden Kirchenziegelei, dieser unter oberoligocänem Sande verschwindet.

Hier ist es auch, am südlichen Ende der Kirchenziegelei-Grube, wo, wenn die Aufschlüsse günstig sind — ein vor 2 Jahren mittelst Photographie aufgenommenes Bildchen des Lagerungsverhältnisses zeigt Fig. 7 — die Zusammenstauchung des überliegenden

Fig. 7.



omϑ Mitteloligocäner Septarienthon. **ooσ** Oberoligocäner Meeressand. **ds + dg** Diluvialer Spathsand und Grand.

Oberoligocän-Sandes bezw. die Hineinpressung und Ueberschiebung des Septarienthones in nordnordöstlicher zu südsüdwestlicher, also mit dem diluvialen Eisschube übereinstimmender Richtung zu beobachten ist.

Die Aufschlüsse des Septarienthones im Marien- wie im Hammerthal sind ziemlich bedeutend und zeigen Steilwände des Thones von 20—30 Meter. Die ihm eigenthümliche hinlänglich bekannte Fauna findet sich verhältnissmässig spärlich und ist wie an andern Orten auf einzelne Bänke beschränkt. In der grossen Thongrube bei der nordwestlichen, der sogen. Raths-Ziegelei, wo sein unmittelbares Hangendes in einer kleinen Nebengrube noch gegenwärtig gut aufgeschlossen ist, zeigt dasselbe, ganz übereinstimmend mit den in der Literatur seit langem bekannten Aufschlüssen des Septarienthones am Schermützel-See bei Buckow, als Vertreter des Stettiner Sandes wenig mächtige glaukonitische Sande mit eingelagerten Bänkchen von Braun- oder Thoneisenstein-Nieren Auch an der spitzen Ecke zwischen Marienthal und Chaussee war bis vor 2 Jahren dieser Stettiner Sand, von dem blendend weissen Sande des Oberoligocäns bedeckt, in spitze Falten zusammengeschoben und bis zu 3 Meter über die Wegehöhe emporgepresst zu beobachten. Wählt man einen geeigneten Punkt am Westrande der vorgenannten grossen Thongrube, so hat man durch die perspectivische Hintereinanderfolge mehrerer Aufschlüsse ein grossartiges einheitliches Profil durch Septarienthon, Stettiner Sand, oberoligocänen Glimmer- und Quarzsand bis in's Diluvium mit leider an dieser Stelle noch fehlendem Miocän.

Der oberoligocäne Meeressand, ein feiner Glimmer- bis Quarzsand, der sich, wie schon erwähnt, im Osten des Septarienthonsattels, beiderseits der Mündung des Marienthales dem Septarienthon auflegt, tritt auf dem Westflügel des Sattels, auf der ganzen Strecke vom Hammerthal bezw. vom Klingenden Fliess über Falkenberg bis Hohen-Finow vielfach zu Tage, wie solches das Kärtchen am besten erkennen lässt. Zwei Stellen unter diesen, die eine im Hintergrunde des Falkenberger Thales, die andere an seiner Mündung bezw. am Ostausgange des Dorfes, lassen

die Lagerung der Sande zur Braunkohlenbildung klar erkennen. Hier zeigen am letztgenannten Punkte die beiderseitigen Gräben eines kleinen Chausseeeinschnittes die weissen feinen Sande des Oberoligocän, während darüber, im Gehänge der Karlsburg bezw. über der hier am Fusse liegenden Schmiede, Sande, Letten und Braunkohle des Miocän deutlich unter dem die Kuppe selbst bildenden Diluvium hervortreten.

Diese einfach als märkische bekannte Braunkohlenbildung, die jüngste, schon dem Miocän angehörende Abtheilung des Freienwalder Tertiärs, ist durch den Bergbau der Vereinigten Freienwalder Gruben, einerseits bei Hohen-Finow (früher auch bei Falkenberg), andrerseits bei Alt-Ranft (früher auch bei Freienwalde selbst) zur Genüge aufgeschlossen und zeigt auf den Grubenbildern eine ganze Anzahl kleinerer Sättel und Mulden, die noch obenein durch Verwerfungen mannichfach gestört sind. Auch diese Sattel- und Muldenbildung, wenngleich sie, wie in der Folge besprochen werden soll, in der Hauptsache auf ungleichmässigen Druck der diluvialen Aufschüttung und des auf dieser einst lastenden Eises zurückzuführen ist, zeigt sich nicht unbeeinflusst von dem eigentlichen Eisschube. Hierfür spricht wenigstens der meist auffallend verschiedene Fallwinkel der beiden Sattel- bezw. Muldenflügel. Während derselbe nämlich bei dem mit dem Eisschube gleichsinnig einfallenden Flügel stets, zuweilen selbst bis zur Ueberkippung gesteigert erscheint, verflacht er sich andrerseits auf dem der Schubrichtung entgegengesetzten Flügel ebenso auffallend. So zeigt der in NW.—SO.-Richtung, also mit dem Thalrande bei Broichsdorf (s. die Karte) parallel streichende Sattel, den der Bergbau in über Viertelmeile Länge aus der Gegend von Hohenfinow bereits bis an's Falkenberger Thal aufgeschlossen hat, nach dem Grubenbilde auf dem ganzen NO.-Flügel Einfallswinkel von 25, 40, 40, 25 und 32^0 gegenüber einem Einfallen von 80, 90 und 80^0 auf dem in der Richtung des Eisschubes fallenden SW.-Flügel. Im grossen Ganzen kann man sagen, wie schon in einem kleinen Sonderbericht näher ausgeführt wurde und andrerseits in noch höherem Maasse von den Lausitzer Braunkohlen bekannt ist, dass die Lagerung gewissermaassen im

umgekehrten Verhältniss zu der Oberflächenform steht, indem meist der Anhöhe in der Tiefe eine Einmuldung des Tertiärs, dem Thale eine Sattelbildung entspricht.

In gewissem Grade ist diese auf den Druck der diluvialen Aufschüttung und die Verminderung desselben im Bereich eines Thaleinschnittes zurückzuführende Lagerung denn auch schon in dem gesammten bisher besprochenen Tertiär zu beobachten. Während all' die dem Oberoligocän angehörenden Aufschlusspunkte soweit sie am Rande des grossen Haupt- bezw. des Oderthales liegen, oft schon ziemlich hoch am Abhange sich befinden, bauen die Braunkohlengruben in einiger Entfernung vom Thalgehänge das Miocän ziemlich in gleichem oder sogar in tieferem Niveau ab. Und ebenso ist auch der ganze Sattel des Mitteloligocän, wie schon erwähnt, gewissermaassen nur eine randliche Aufpressung zum grossen Einschnitt des Oderthales.

Hauptsächlichste Litteratur.

Rüdersdorf.

Eck, Rüdersdorf und Umgegend. Eine geognostische Monographie. Mit einer Tafel Abbildungen und Versteinerungen, einer geognostischen Karte und einer Tafel mit Profilen. (Abhandl. d. geol. Specialkarte v. Preussen u. s. w. Bd. I, Heft 1.)

Orth, Rüdersdorf und Umgegend. Auf geogn. Grundlage agronomisch bearbeitet. Mit einer geogn.-agronom. Karte. (Abhandl. d. geolog. Specialkarte von Preussen u. s. w. Bd. II, Heft 2.)

G. Berendt und W. Dames, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Berlin. Erläuterungen d. geol. Uebersichtskarte d. Umgegend von Berlin. 1 : 100000. Berlin 1885.

O. Torell, Mittheil. über den Vortrag in d. Deutsch. geol. Ges. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXVII, 1875, S. 961.)

F. Noetling, Ueber das Vorkommen von Riesenkesseln im Muschelkalk von Rüdersdorf. (Ibid. XXXI, 1879, S. 339–354.)

A. Penck, Briefl. Mittheil. (Ibid. XXXI, 1879, S. 627—631.)

G. Berendt, Ueber Riesentöpfe und ihre allgemeine Verbreitung in Nord-Deutschland. (Ibid. XXXII, 1880, S. 56—59.)

F. Wahnschaffe, Blatt Rüdersdorf der geologischen Specialkarte von Preussen 1 : 25000, nebst Erläuterungen.

F. Wahnschaffe, Beitrag zur Kenntniss der Rüdersdorfer Glacialerscheinungen. (Jahrb. d. geol. Landesanstalt für 1882, Berlin 1883, S. 219 ff.)

Finkenwalde.

GIRARD, Die norddeutsche Ebene, insbesondere zwischen Elbe und Weichsel. 1855, S. 57.

VON DEM BORNE. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. IX, S. 485 ff.)

BEHM. (Ibid. XVIII, 1866, S. 786.)

REMELÉ. (Ibid. XX, S. 650.)

G. BERENDT, Kreide und Tertiär von Finkenwalde bei Stettin. (Ibid. XXXVI, 1884, S. 866—874.)

G. KOWALEWSKI, Materialien zur Geologie Pommerns. (Jahresber. d. Vereins für Erdkunde zu Stettin 1888.)

F. WAHNSCHAFFE, Blatt Podejuch und Alt-Damm der geologischen Specialkarte von Preussen 1 : 25000 u. s. w. nebst Erläuterungen.

Buckow.

PLETTNER, Die Braunkohlenformation in der Mark Brandenburg. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. IV, 1852, S. 403 ff.)

R. KÜSEL, Die Tertiärschichten über dem Septarienthon bei Buckow. (Zeitschr. für die ges. Naturw. 35, S. 208—212, 1870.)

R. KÜSEL, Die oberen Schichten des Mitteloligocäns bei Buckow. (Jahresber. über die Andreasschule. Berlin 1870.)

R. KÜSEL, Ueber das Mitteloligocän bei Buckow. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXIII, 1871, S. 659.)

R. KÜSEL, Ueber Kalkschichten im Buckower Septarienthon. (Ibid. XXIV, 1872, S. 659.)

E. ZIMMERMANN, Mittheilung. (Ibid. XXXV, 1883, S. 628—630.)

G. BERENDT, Die bisherigen Aufschlüsse des märkisch-pommerschen Tertiärs u. s. w. (Abh. d. geol. Specialkarte von Preussen u. s. w. Bd. VII, Heft 2, S. 19—22 und 38.)

A. v. KOENEN, Die Fauna der unteroligocänen Tertiärschichten von Helmstädt bei Braunschweig. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XVII, 1865, S. 462.)

A. v. KOENEN, Das marine Mittel-Oligocän von Norddeuschland und seine Mollusken-Fauna. (Palaeontographica XVI, S. 60.)

F. WAHNSCHAFFE, Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs und Quartärs der Gegend von Buckow. (Abhandl. zur geol. Specialkarte von Preussen. Neue Folge, Heft 20.)

F. WAHNSCHAFFE, Blatt Müncheberg d. geol. Specialkarte von Preussen u. s. w. nebst Erläuterungen.

Falkenberg und Freienwalde.

GIRARD, Die norddeutsche Ebene u. s. w. (s. oben) S. 68 ff.

PLETTNER, Die Braunkohlenformation in der Mark u. s. w. (s. oben) S. 174, 192, 216 u. a.

CRAMER, Beiträge zur Geschichte des Bergbaues in der Provinz Brandenburg, Kreis Oberbarnim S. 55, 56, Kreis Sternberg S. 28.

BUSSE, Die Mark zwischen Eberswalde, Freienwalde u. s. w. Dissertationsschrift.

G. BERENDT, Der oberoligocäne Meeressand zwischen Elbe und Oder. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXVIII, S. 255.

G. Berendt, Das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg, Sitzungs-Berichte d. Königl. Pr. Akad. d. Wissensch. zu Berlin 1885, XXXVIII.

G. Berendt, Die bisherigen Aufschlüsse d. märk.-pomm. Tertiärs u. s. w. (s. oben) S. 22—27.

G. Berendt, Lagerungsverhältnisse des Diluvium und Tertiär in der Freienwalder Gegend. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XLIV, 1892, S. 335 und Jahresbericht im Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt für 1891.

II. Stratigraphie.

K. K.

In den Ausgang der 70er Jahre fällt die allgemeine Annahme der Torell'schen Inlandeistheorie und die endgültige Verdrängung der Drifttheorie. In der vierten Auflage von Credner's »Elementen der Geologie« vom Jahre 1878 ist noch die letztere dargestellt und nur in einer ganz kurzen Note auf die eben auftauchende Torell'sche Theorie hingewiesen, während diese in der 1883 erschienenen fünften Auflage bereits vollständig in ihr Recht getreten ist. Es ist heute schwer zu verstehen, wie es möglich war, dass unter dem lähmenden Banne der so lange herrschenden Drifttheorie überhaupt der Versuch gemacht werden konnte, die Ablagerungen des Quartärs zu gliedern, da man sich doch sagen musste, dass von schmelzenden Eisbergen abgelagerte Massen ohne jede Regel auf dem Boden des angenommenen Meeres zur Ablagerung gelangt sein mussten; ja, man muss sich noch mehr darüber wundern, dass die über weitere Gebiete hin als durchführbar erkannte Gliederung nicht schon längst den Anstoss dazu gegeben hatte, die Drifttheorie als völlig ungeeignet für die Erklärung der Ablagerungen Norddeutschlands zu beseitigen. Nach Annahme der Inlandeistheorie trat zunächst in der Gliederung des norddeutschen Quartärs keine Aenderung ein. Wie bisher wurde eine rein stratigraphische Trennung der Schichten in solche des Oberen und Unteren Diluvium beibehalten, und es wurden zum Unteren diejenigen Schichten gezählt, die unter der jüngeren Grundmoräne oder den sandigen Aequivalenten derselben (Geschiebesanden) liegen. Der Geschiebemergel war richtig als Grundmoräne des Inlandeises

gedeutet worden, aber trotz des Nachweises zweier Geschiebemergelhorizonte in Schleswig-Holstein, der Mark Brandenburg und einer noch grösseren Zahl derselben in Westpreussen, wurde das ganze Diluvium für eine einheitliche, zusammenhängende Bildung angesehen, und in keiner Weise der Versuch gemacht, wie in anderen Formationen, zu einer historischen Gliederung zu gelangen. Es waren zu jener Zeit auch bereits Ablagerungen mit organischen Resten im Diluvium bekannt, und zwar sowohl marine wie Süsswasser-Bildungen. Zu den ersteren gehören die Yoldiathone in der Gegend von Elbing, die ausserordentlich individuenreichen marinen Ablagerungen auf beiden Seiten des Weichselthals und eine Reihe von Ablagerungen in Schleswig-Holstein, zu den Süsswasserbildungen dagegen in erster Reihe die paludinenführenden Schichten der Mark Brandenburg und sodann eine Reihe von durch Valvaten charakterisirten Ablagerungen in der Umgegend von Potsdam. Welche Stellung innerhalb des Diluviums aber diese Schichten einnahmen, und wie die Lagerung derselben zwischen glacialen Ablagerungen zu erklären sei, darüber wurde vorläufig überhaupt noch nicht verhandelt, und es war auch ganz unmöglich, diese Frage einer befriedigenden Lösung entgegenzuführen, weil man noch nicht gelernt hatte, scharf zu unterscheiden, welche dieser organischen Reste auf primärer Lagerstätte sich befanden, welche dagegen der Zerstörung und Umlagerung solcher ursprünglichen Sedimente ihre Einfügung in jüngere glaciale Bildungen zu verdanken hatten.

Am Anfang der 80er Jahre stand bereits für Gr.-Britannien und die Alpen eine mindestens zweimalige Vergletscherung mit dazwischenliegenden Interglacialzeiten fest und bald darauf vermochte Penck mit grossem Scharfsinn für die Alpen eine dreifache Vergletscherung mit zwei Interglacialzeiten nachzuweisen, wodurch er zugleich in Uebereinstimmung mit Geikie gelangte, der das gleiche für Schottland ausführte. Penck und Helland waren die ersten, die darauf hinwiesen, dass auch in Norddeutschland eine mehrfache (nach Helland eine zweifache, nach Penck eine dreifache) Vergletscherung mit langen dazwischenliegenden Interglacialzeiten stattgefunden habe, aber es bedurfte erst noch einer grossen Zahl sorgfältiger Specialbeobachtungen und der Auffindung zahl-

reicher entscheidender und beweisender Ablagerungen, bis alle diese mehr auf speculativem Wege gewonnenen Anschauungen hinreichend gestützt und gekräftigt aus dem Gebiete der Hypothese auf den exacten Boden der Theorie gelangen konnten. Als im Jahre 1885 Dames die bis dahin gewonnenen Ergebnisse der norddeutschen Glacialforschung in einem in den Virchow-Holtzendorf'schen Abhandlungen erschienenen Heftchen in geschickter und übersichtlicher Weise zusammenstellte, konnte er bereits auf Grund der in der Hauptsache durch die Arbeiten der geologischen Landesanstalten gewonnenen Resultate zwei Eiszeiten mit einer dazwischenliegenden Interglacialzeit als sicher annehmen.

Lauenburg a/E.

Eine Hauptstütze fand diese Gliederung in dem 1884 von Keilhack beschriebenen Torflager von Lauenburg, welches von einer Grundmoräne unterlagert und von diluvialen Sanden und einer zweiten Grundmoräne überlagert sein sollte. Die reiche Flora, die in diesem Torflager eingeschlossen war, zwang durch ihren Charakter zu der Annahme eines dem heutigen mindestens gleichstehenden, wenn nicht etwas wärmeren Klimas und damit nothwendig zu der Annahme, dass zur Zeit der Entstehung dieses Torflagers das Inlandeis mindestens bis tief nach Skandinavien hinein sich zurückgezogen haben musste, sodass hier von einer Oscillationsbewegung des Eises nicht mehr die Rede sein konnte, sondern eine ausgedehnte Interglacialzeit nothwendig angenommen werden musste. Dieses Lauenburger Torflager, an welches die Annahme einer Interglacialzeit anknüpft, ist in der Folge Gegenstand lebhafter Controversen gewesen, da es sich erwies, dass eine Ueberlagerung der hangenden Sande durch eine Grundmoräne nicht zweifellos existirte. Im Verlaufe dieser Controverse versuchten Credner, Geinitz und Wahnschaffe dem Torflager ein alluviales (postglaciales) Alter zuzuschreiben, aber diese Auffassung fand wenig Anerkennung, und alle Geologen, die nachher die interessante Oertlichkeit besucht haben, sind von dem diluvialen und interglacialen Alter desselben auf Grund der Lagerungsverhältnisse überzeugt, und auch Wahnschaffe und E. Geinitz halten jetzt das Lauen-

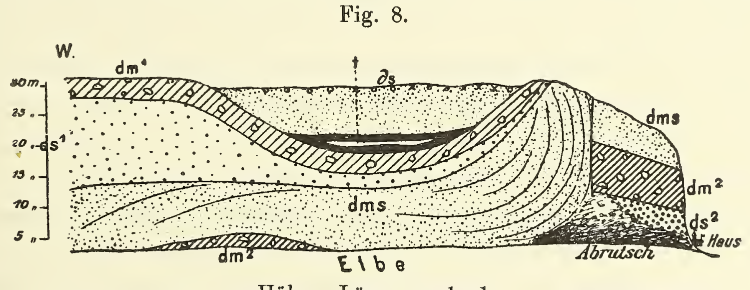
burger Torflager für interglacial. Durch das Auffinden der Samen von *Cratopleura holsatica* = *Brasenia purpurea*, einer in Europa ausgestorbenen, in Nordamerika noch lebenden nymphäazeenartigen Pflanze im Lauenburger Torflager ist das diluviale Alter desselben über jeden Zweifel hinaus erhoben worden.

In Fig. 8 ist das Profil des Lauenburger Torflagers im Kuhgrunde nach der neuesten Aufnahme desselben durch Herrn G. Müller dargestellt.

In jüngster Zeit ist bei Lauenburg noch ein zweiter diluvialer Süsswasserhorizont, älter als die der ersten Interglacialzeit angehörenden *Cardium*-Mergelsande, von C. Gottsche aufgefunden, über den Herr G. Müller, der augenblicklich Blatt Lauenburg kartirt, folgendes schreibt:

»In Folge der vielen Störungen, welche das glaciale und marine Diluvium bei Lauenburg betroffen haben, war es bisher schwer, sich ein genau zutreffendes Bild über die Schichtenfolge zu machen. Der in Ausführung begriffene Bau des Elbe Trave-Kanals hat bei Lauenburg Aufschlüsse geschaffen, welche das relative Alter der einzelnen Ablagerungen klargelegt haben. Wenn auch der grosse Anschnitt westlich der Palmmühle wiederum in seinem nordöstlichen Theile eine Ueberschiebung der marinen und Süsswasser-

Fig. 8.



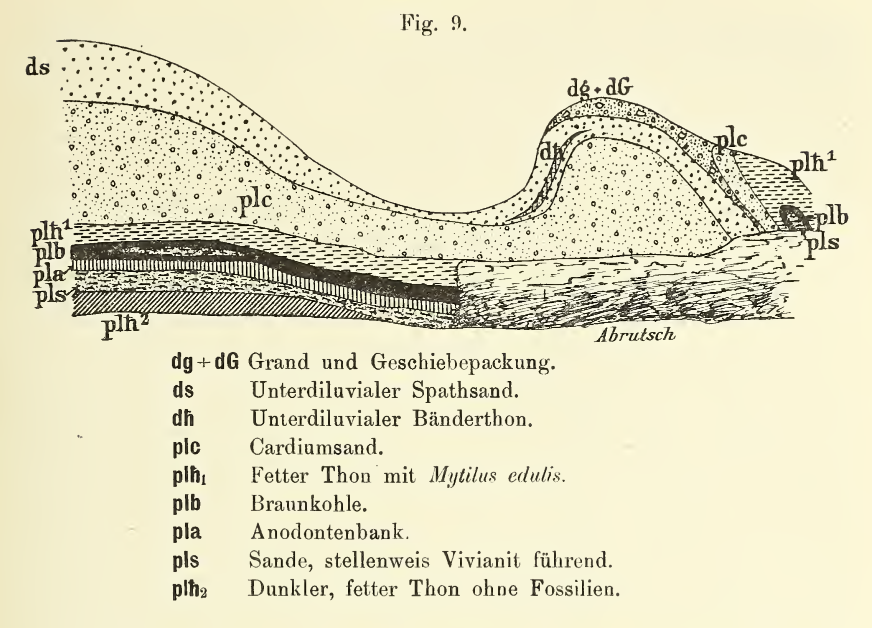
Höhe : Länge = 1 : 1.

∂s Decksand.
t Interglacialer Torf.
dm_1 Obere Bank des Unteren Diluvialmergels.
ds_1 Unterdiluvialer Spathsand.
dms Unterdiluvialer Mergelsand.
dm_2 Unterer Diluvialmergel im Liegenden des Mergelsandes.
ds_2 Unterdiluvialer Spathsand im Liegenden der unteren Geschiebemergelbank.

Bildungen auf jüngeres glaciales Diluvium zeigt, so sind nach Südwesten hin die Schichten nur schwach gefaltet. Hier folgt unter ca. 8 Meter mächtigem *Cardium*-Sand ein ca. 2 Meter mächtiger, hellblauer, fetter Thon mit *Mytilus edulis*, welcher auf der Höhe, z. B. in der Thongrube von Brand & Anker, Gipsknollen und Ausblühungen von Eisenverbindungen und ebenso wie die *Cardium*-Sande vereinzelt nordische Geschiebe führt. Hierunter folgt die durchschnittlich 1 Meter starke Braunkohlenbank, die ausser Sand und Thonbeimengungen reich an Schwefeleisen ist, welches in derselben Schicht bei Brand & Anker zur Bildung von Eisenvitriol geführt hat. Im Liegenden folgt eine 0,7 — 1,5 Meter mächtige humose Süsswasserbildung, die ausser zahllosen Süsswasserschnecken stellenweise sehr reich an grossen Schalenexemplaren von *Anodonta* ist. Von Wirbelthieren fanden sich Fischschuppen und Zähne von Esox, welche jedoch auch in der Braunkohle nebst Zähnen von Nagern angetroffen werden. An der Basis der *Anodonta*-Bank findet sich eine diatomeenreiche Schicht, die sich als weisses Band durch die ganze Baugrube hinzieht. Die liegenden Sande sind von wechselnder Mächtigkeit und sind an ihrem Ausgehenden an der Stecknitz sehr reich an Vivianit. An der Basis waren noch die sehr mächtigen fetten, schwarzen Thone erschlossen, die auch in den Ziegeleien von Brand & Anker und Basedow genutzt werden. Es ist mir bis jetzt nicht gelungen, irgend welche organische Reste in denselben zu finden, sodass ein bestimmtes Alter ihnen noch nicht zugewiesen werden kann. Gottsche hält sie für altdiluvial bezw. interglacial, und parallelisirt sie mit den für präglacial angesprochenen Thonen von Tesperhude. Um dies mit Sicherheit beweisen zu können, müsste man auch an dieser Stelle einen Geschiebemergel bezw. eine äquivalente Bildung darunter nachweisen. Die Thone sind zweifellos jünger als Miocän, so dass ich geneigt bin, sie zum Pliocän zu rechnen. Das Profil der Schichten am Kanal ist in Fig. 9 dargestellt.«

Ich füge hier gleich die Mittheilung an, die C. Gottsche über das ältere marine Interglacial von Lauenburg mit folgenden Worten giebt:

Fig. 9.



dg + dG Grand und Geschiebepackung.
ds Unterdiluvialer Spathsand.
dh Unterdiluvialer Bänderthon.
plc Cardiumsand.
plh$_1$ Fetter Thon mit *Mytilus edulis*.
plb Braunkohle.
pla Anodontenbank.
pls Sande, stellenweis Vivianit führend.
plh$_2$ Dunkler, fetter Thon ohne Fossilien.

»Lauenburg war bis zur Entdeckung der noch 2 Meilen östlicher liegenden Vorkommnisse von Bleckede durch G. Müller der östlichste Punkt im Elbthal, von dem echt marine Diluvialabsätze bekannt waren. Der Rand des Diluvialplateaus wird auf beiden Ufern der Elbe von einem Saum mariner Ablagerungen begleitet, welche, je weiter sie sich von der heutigen Elbmündung entfernen, desto mehr den Charakter von Seichtwasserabsätzen annehmen. So sind z. B. die feinen Diluvialthone mit borealer Fauna von Nindorf und Burg in Holstein, sowie von Schuppenfelde und Hakemühlen in Hannover in einer Minimaltiefe von 20 Faden, die Austernbänke von Stade und Blankenese dahingegen in einer Maximaltiefe von 5 Faden abgesetzt, die in Hamburg erbohrten *Mytilus*-Mergel endlich durch *Ruppia maritima* als Strandbildung gekennzeichnet.

Auch die Lauenburger Cardiumsande sind ein Seichtwasserabsatz; denn neben *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *Tellina baltica* und *Onoba aculeus* führen sie reichlich *Hydrobia ulvae* — eine Form, die nach Sars nur bis 3 Faden Tiefe hinabreicht. Auch ihre kleine von Madsen beschriebene Foraminiferenfauna spricht

nicht gegen diese Annahme, da die beiden häufigsten Arten (*Rotalia Beccarii* und *Nonionina depressula*) heute vorzugsweise in Brakwasser leben.

Die marinen Diluvialschichten von Lauenburg sind zwar schon bei Claudius 1866 erwähnt, aber erst 1885 von Keilhack als solche erkannt. Gegenwärtig sind die Aufschlüsse schöner, als je. Das neue Kanalbett hat eine Gliederung dieser Schichten erkennen lassen, die bisher ganz übersehen war. Es sind nämlich in diesem Frühjahr in der Kanalböschung unter reichlich 5 Meter grünlicher Cardiumsande dünne lettige Schichten angeschnitten worden, die stellenweise durch Auslaugung fossilfrei erscheinen, stellenweise aber *Mytilus edulis* und *Tellina*-Fragmente in grösserer Zahl enthalten. Jetzt erst hat sich herausgestellt, dass steil aufgerichtete schwarze und graue gypshaltige Thone, die am Fahrweg bei der Palmmühle und in etwas höherem Niveau auch in der Brand & Anker'schen Ziegelei auftreten, nicht miocän sind, sondern als directe Fortsetzung dieser *Mytilus*-Thone des Kanalbetts zu gelten haben. Auch die im Kanalbett unter diesen lettigen Thonen auftretenden »Braunkohlen« sind nicht miocän, da ich am 28. April d. J. unter dieser »Braunkohle« einen hellen Diatomeenpelit mit *Bithynia tentaculata*, *Perca fluviatilis* und grossen *Potamogeton*-Blättern auffand. Herr Dr. Müller, welcher der Fauna und Flora dieser Schicht neuerdings seine besondere Aufmerksamkeit geschenkt hat, konnte denselben Pelit auch in der Brand & Anker'schen Ziegelei nachweisen. Unter diesem Diatomeenpelit tritt sowohl in der Kanalsohle, als in der ebengenannten Ziegelei ein sehr fetter schwarzer Thon mit glänzenden Absonderungsflächen auf, der zweifellos den bis 140 Meter mächtigen schwarzen Thonen entspricht, welche in unseren Hamburger Bohrungen den tiefsten Geschiebemergel vom Unteren Geschiebemergel trennen.

Somit wäre der Cardiumsand, der meist von Spathsanden, stellenweise auch von grauem, wenig mächtigen Geschiebemergel bedeckt wird, wahrscheinlich älter als der Untere Geschiebemergel, resp. interglacial I.

Den scharfen Nachweis hierfür wird in diesem ungemein gestörten Gebiet erst die Specialaufnahme erbringen können; aus

demselben Grunde ist es daher auch zwecklos, ausser dem von Dr. MÜLLER im Detail mitgetheilten Kanalprofil, in diesem Führer noch weitere Specialprofile zu beschreiben.

Die Excursion wird ausser im Kanalbett die Cardiumsande hauptsächlich in der Brand & Anker'schen Ziegelei kennen lernen, hier in schönster Entwickelung und mit zahllosen, z. Th. noch geschlossenen Schalen aller Altersstadien. In den wegen ihrer petrographischen Aehnlichkeit damit verglichenen Mergelsanden von Kuhgrund sind marine Reste bisher nicht gefunden worden.«

Zwei Jahre vor der Beschreibung der Lauenburger Torflager waren durch KEILHACK mehrere Ablagerungen diluvialen Alters mit ziemlich reicher Flora und Fauna von einer Anzahl von Stellen der Mark Brandenburg und der Lüneburger Haide beschrieben worden, die nach ihrer Lagerung unter der älteren Grundmoräne als präglacial gedeutet waren und zum Theil von geschichteten Diluvialbildungen mit nordischem Material, zum anderen Theile direct von tertiären Bildungen unterlagert waren. KEILHACK hatte den Begriff »präglacial« in dem Sinne aufgefasst, dass diese Ablagerungen zu einer Zeit entstanden sein sollten, als das heranrückende Inlandeis bereits seine fluviatilen Sedimente über weite Gebiete seines Vorlandes ausbreitete, mit seinem Rande aber noch so weit zurücklag, dass pflanzliches und thierisches Leben von dem Charakter des in jenen lacustrinen Bildungen eingeschlossenen an Ort und Stelle gedeihen konnte. Diese Schichten mit ihren organischen Resten bildeten zusammen mit dem schon längst bekannten Kieshorizonte vom Kreuzberg und von Rixdorf, der mit seinen zahlreichen Säugethierresten zwischen den beiden dort entwickelten Grundmoränen liegt, die Grundlage für eine historische Gliederung des Diluviums in zwei Eiszeiten, eine präglaciale und eine interglaciale Zeit, und es wurden in dieses Schema auch die marinen und Süsswasserablagerungen, die man bis dahin schon gekannt hatte, hineingezwängt, so zwar, dass die Schleswig-Holstein'schen und Elbinger Cyprinen- und Yoldiathone der präglacialen Zeit, alles übrige der Interglacialzeit zugezählt wurde. Das nun folgende Jahrzehnt brachte die Entdeckung einer ganzen Reihe neuer Ablagerungen mit organischen Resten, theils marinen Ur-

sprungs, theils im Süsswasser gebildet, in Ost- und Westpreussen, Pommern, der Mark Brandenburg, Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Hannover und der Provinz Sachsen, und es erwies sich allmählich der Rahmen der bis dahin angenommenen historischen Gliederung des Diluviums als zu eng. Den formalen Anstoss zu einer Erweiterung der Gliederung des norddeutschen Quartärs gaben die Auffassungen, die von Geikie in der letzten Auflage seines »Great ice age« und in noch prägnanterer Form in einem Aufsatze in Journal of geology Bd. III, 1895 ausgesprochen wurden: dass nämlich das schottische Diluvium aus den Ablagerungen von sechs Eiszeiten und fünf dazwischenliegenden Interglacialzeiten sich zusammensetzen sollte, und dass von diesen Eiszeiten die ersten vier nebst den dazugehörigen drei Interglacialzeiten sich in Norddeutschland wiederfinden sollten. Geikie gliederte dabei dasjenige Gebilde, welches in Norddeutschland bisher von der Küste bis hinunter zur Provinz Posen und in den südlichen Theil der Mark Brandenburg als Oberer Geschiebemergel bezeichnet war, in zwei verschiedene Stufen, betrachtete jede derselben als die Ablagerung je einer besonderen Eiszeit und verlegte die Grenze beider in die Endmoräne, die den baltischen Höhenrücken krönt, in der Weise, dass dieselbe den äussersten Rand der vierten und letzten Vergletscherung bezeichnen sollte. Die Geikie'sche Auffassung fand im Kreise der norddeutschen kartirenden Geologen entschiedenen Widerspruch und wurde in einer von Keilhack im Einverständniss mit seinen Collegen verfassten Entgegnung bestimmt zurückgewiesen; gleichzeitig wurde aber auch bei dieser Gelegenheit betont, dass die bisherigen Ergebnisse der Untersuchungen und vor allen Dingen die Lagerungsverhältnisse der eine Fauna und Flora einschliessenden Schichten im Diluvium nunmehr mit Entschiedenheit dazu zwingen, von der Annahme nur zweier Eiszeiten mit einer dazwischenliegenden Interglacialzeit abzusehen und in Uebereinstimmung mit den Forschungen in den Alpen und in Nordamerika drei Eiszeiten mit zwei Interglacialzeiten anzunehmen.

Es ist im Wesentlichen dem Einfluss der alpinen Glacial-Geologie (Penck) zuzuschreiben, wenn in neuerer Zeit auch im norddeutschen Quartär die fluvioglacialen Sedimente als ebenso

beweiskräftig hingestellt werden, wie die ihnen entsprechenden Moränenbildungen. Der ausserordentliche Fortschritt, der darin liegt, kommt am besten zum Ausdruck, wenn man zwei Definitionen des Begriffes »interglacial« nebeneinander setzt, von denen die eine den alten, die andere den neueren Standpunkt vertritt: SCHRÖDER schreibt 1885 [1]): »Jedenfalls liefert eine Fauna oder Flora nur dann Beweise für eine Interglacialzeit, wenn sie 1) auf primärer Lagerstätte befindlich zwischen zwei Moränen liegt und 2), was das Wesentliche ist, wenn für ihre Existenz die Annahme eines gemässigten Klimas nothwendig erscheint, welches das Eis der vorausgegangenen Vergletscherung zum vollständigen Rückzug, im speciellen Fall aus Deutschland, zwang.« Dagegen definirt WEBER 1896 folgendermaassen [2]): »Ich betrachte eine pflanzenführende Ablagerung als interglacial, wenn sie im Hangenden und im Liegenden von irgend welchen Glacialbildungen begrenzt wird, gleichgültig, ob dies Grundmoränen, Endmoränen, fluvio-glaciale Bildungen oder dergl. sind, vorausgesetzt, dass die eingeschlossenen Pflanzen und Thiere selbst (wenigstens ausserhalb der Centren der Vereisungsgebiete) ein nicht ständig glaciales Klima anzeigen und am Orte oder doch in der Nähe gewachsen sind, und vorausgesetzt ferner, dass die hangenden Glacialbildungen nicht erst in späterer Zeit secundär (z. B. durch seitlichen Absturz, durch Abspülung oder dergl.) über die pflanzenführenden Schichten gerathen sind.« Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass die letztere Definition die richtigere ist. Man stelle sich nur vor, dass ein langgestrecktes Torflager von einer herannahenden Eiszeit in seiner nördlichen Hälfte noch überschritten und mit Grundmoräne überkleidet wird, während die südliche Hälfte von der Eisbedeckung frei geblieben und nur von fluvio-glacialen Sedimenten überschüttet ist. Nach der älteren Auffassung des Begriffes »interglacial« würde dann nur der nördliche Theil des Torflagers auf dieses Alter Anspruch erheben können, während der doch zur gleichen Zeit entstandene

---

[1]) Dieses Jahrbuch f. 1885, S. 236.

[2]) Abhandl. des naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen 1896, S. 484.

südliche Theil als postglacial in Bezug auf die letzte die betreffende Stelle überziehende Eisbedeckung zu bezeichnen wäre. Der Widerspruch liegt auf der Hand. Es ist auch gar nicht abzusehen, warum man nicht genau wie in älteren Formationen auch bei den glacialen Ablagerungen gleichaltrige Faciesbildungen als stratigraphisch gleichwerthig benutzen soll. Am schärfsten trat dieser Widerspruch in den Aeusserungen Credner's über die geologische Stellung der von Nehring entdeckten und seither in einer umfangreichen, leider wenig übersichtlichen Litteratur behandelten Klinger Schichten zu Tage, wo der genannte Autor Seite 398 (Bericht der Kgl. sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften) erklärt, dass die das Torflager von Klinge unter- und überlagernden Sande und Grande der Lausitzer Randfacies des alten Diluviums angehören, »also dem durch fluviatile Beisteuer und Umlagerung modificirten Abschmelzfelde der ersten und ausgedehntesten Eisinvasion Norddeutschlands«, während derselbe Autor vier Seiten später erklärt, dass man, da das norddeutsche Inlandeis nicht wieder bis zu der von den Klinger Torflagern eingenommenen Stelle vorgerückt sei, dieselben als postglacial betrachten müsse. Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, dass eine Ablagerung in der Lausitz nicht postglacial sein kann, die nach Credner's eigenen Angaben unzweifelhaft älter ist, als die jüngeren Grundmoränen im mittleren Theile der Provinz Brandenburg. Schon aus diesem inneren Widerspruch geht hervor, dass der Begriff »interglacial« durchaus nicht stratigraphisch, sondern zeitlich aufzufassen ist, und dass man von einer Interglacialzeit auch für diejenigen Gebiete sprechen darf, die von der folgenden Eisinvasion, auf die sich der Name bezieht, nicht mehr überzogen wurden. Es ist für die Verhältnisse in Norddeutschland praktisch völlig belanglos, wie weit man von der Verbreitungssphäre der nordeuropäischen Eisinvasion aus nach Süden hin die Möglichkeit des Begriffes »interglacial« ausdehnen will; es ist das eine theoretische Frage, die für die praktische Erwägung und vor allen Dingen für die Gliederung der Quartärablagerungen Deutschlands absolut keine Rolle spielt.

Die Anerkennung der Gleichaltrigkeit der fluvio-glacialen Bildungen mit den zugehörigen Moränenablagerungen gestattet

eine genauere Feststellung des Alters einer Reihe von Ablagerungen mit pflanzlichen und thierischen Resten, deren Deutung bisher theils eine unsichere, theils eine geradezu falsche gewesen war. Dahin gehören in erster Reihe diejenigen Süsswasserbildungen der Mark und der Lüneburger Haide, die KEILHACK ursprünglich als präglacial angesprochen hatte, da sie sämmtlich von Sanden mit Beimengung nordischen Materials unterlagert werden, so dass es nach den heutigen Auffassungen nicht mehr möglich ist, sie als »präglacial« zu bezeichnen; sie rücken vielmehr in das Aeltere Interglacial hinauf. Zu dem gleichen Schlusse kam auch WEBER bei seinen Untersuchungen über die Ablagerungen von Honerdingen in der Lüneburger Haide, die ihn gleichfalls zur Annahme dreier Eiszeiten nöthigten. Das Gleiche war der Fall mit den paludinenreichen Schichten, die an mehreren Stellen im Untergrunde Berlins und seiner Umgebung erbohrt wurden. Auch sie werden von feinen Sanden und Thonen mit nordischem Material unterlagert und rücken daher gleichfalls in das ältere Interglacial auf. Aus ihnen gelangten die widerstandsfähigen Schalen der *Paludina diluviana* in eine ganze Reihe jüngerer fluviatiler und Moränen-Ablagerungen hinein, in denen sie nur die Rolle von Geschieben spielen. Auch eine Anzahl mariner Ablagerungen in Schleswig-Holstein, Ost- und Westpreussen mussten das »Präglacial« mit der Stufe des älteren Interglacial vertauschen. Einen zwingenden Beweis dafür haben neuerdings die durch GOTTSCHE veröffentlichten Resultate in und um Hamburg ausgeführter Bohrungen geliefert, in denen eine mächtige Folge mariner Schichten unter dem Unteren Geschiebemergel angetroffen wurde, die ihrerseits wieder von einer noch älteren, der ersten Eiszeit zuzuschreibenden Moräne unterteuft werden. Auch für das jüngere Interglacial liegen heute bereits eine Reihe von Ablagerungen vor, deren Zugehörigkeit zu dieser Stufe als sicher anzunehmen ist. Die wichtigsten derselben sind in der Seite 82 und 83 gegebenen Gliederungstabelle verzeichnet.

Auch in Bezug auf die nicht durch organische Reste als interglacial gekennzeichneten Ablagerungen diluvialen Alters sind bezüglich ihres Vorkommens und ihrer Einordnung in die allgemeine

Gliederungs-Tabelle.

	Petrographische Ausbildung.	Vorkommnisse.
Aelteste Postglacialzeit.	Süsswasserkalke und Thone.	Süsswasserbildungen im Grunde norddeutscher Torfmoore mit arktischer Fauna und Flora.
Abschmelzperiode der dritten Glacialzeit.	Geschiebesand (Decksand), Deckthon; Thalsand, Thalthon.	Jüngste diluviale Bildungen der Hochflächen und Thäler, local mit arktischer Flora.
Dritte Glacialzeit.	Geschiebemergel, Endmoränen, Durchragungszüge, z. Th. mit älterem Kern; fluvioglaciale Sedimente vor dem heranrückenden Eise.	Oberer Geschiebemergel Norddeutschlands und sämmtliche bis jetzt bekannten Endmoränen östlich und nördlich der Elbe.
Zweite Interglacialzeit.	Sande und Grande in Thälern; Wiesenkalke, Kalktuffe, Torf-, Thon- und Diatomeenlager in Becken; marine Ablagerungen.	Sande und Grande mit Säugethierfauna von Rixdorf, Tempelhof, Britz, Halbe, Müggelheim, Phöben etc. Sogenannte Valvatenmergel der Gegend von Potsdam. Torflager von Beldorf, Lauenburg, Fahrenkrug, Grossen-Bornholt, Lütjen-Bornholt. Diatomeenlager von Klieken a. d. Elbe und Schwichow in Pommern. Marine Ablagerungen Schleswig-Holsteins (Blankenese, Tarbeck, Stöfs). Marine und Süsswasserbildungen in Ost- und Westpreussen (Lindenberg bei Rössel, Kiwitten bei Bischofstein, Neudeck bei Freystadt, Neuenburg an der Weichsel).

Zweite Glacialzeit.	Geschiebemergel, im Osten vielfach, im Westen gelegentlich aus mehreren Bänken bestehend. Fluvioglaciale Sedimente grandiger, sandiger und thoniger Natur, beim Vorrücken und beim Rückzuge des Eises abgelagert.	Bisheriger Unterer Geschiebemergel Norddeutschlands. Rother Geschiebemergel der Altmark.
Erste Interglacialzeit.	Sande, Grande, Thone, Kalke, Diatomeenlager, Torflager in Süsswasserbecken; marine Ablagerungen thoniger und sandiger Natur.	Paludinenführende Sande und Thone der Berliner Gegend. Conchylienreiche Sande von Nennhausen bei Rathenow. Diatomeenführende Süsswasserkalke von Rathenow. Süsswasserkalke des Fläming (Belzig, Görzke, Gloinethal) und der Lüneburger Haide (Westerweyhe, Honerdingen). Diatomeenerde von Rathenow und Oberohe. Torflager und Süsswasserkalke von Klinge bei Kottbus. Bei Bremen erbohrte pflanzenführende Schichten. Marine Ablagerungen in Schleswig-Holstein (Dockenhude, Nienstedten, Hamm, Lauenburg) und Westpreussen (Haffufer b. Elbing).
Erste Glacialzeit.	Geschiebemergel und fluvioglaciale Sedimente wie in der zweiten Glacialzeit.	Tiefste Geschiebemergel des Balticum und an der unteren Elbe. Geschiebemergel unter den marinen Schichten bei Hamburg. Fluvioglaciale Sedimente mit nordischem Materiale unter den Bildungen der ersten Interglacialzeit.
Präglacialzeit.	Noch keine Ablagerungen mit Sicherheit nachgewiesen.	

Gliederung eine Reihe von Fortschritten gegenüber dem Zustande unserer Kenntniss vor 20 Jahren zu verzeichnen: Zunächst ist das von Berendt aufgestellte Alt-Alluvium gefallen, da er selbst zeigte, dass die hierhergestellten Thalsande mit den jüngeren diluvialen Geschiebesanden der Hochflächen im innigsten Zusammenhange stehen und zeitlich von denselben nicht getrennt werden können. Ein weiterer Fortschritt betrifft das Auftreten fein geschichteter zum Theil sehr mächtiger Thone, die früher allgemein nach dem zuerst genauer bekannt gewordenen Vorkommen von Glindow bei Werder als Glindower Thone zusammengefasst wurden und ihre Stellung unter der Grundmoräne der Haupteiszeit nur zum Theil behalten haben. Laufer und Wahnschaffe wiesen zuerst nach, dass auch zwischen dem Unteren und Oberen Geschiebemergel der Mark Thonlager eingeschaltet sind, und sodann fanden sich auch über dem Oberen Geschiebemergel dem Geschiebesande und Thalsande gleichaltrige bisweilen sehr ausgedehnte Thonlager in diesem höchsten Niveau, die zum Theil als Thalthone, zum Theil als Deckthone jüngsten diluvialen Alters heute aufgefasst werden. Ebenso finden sich natürlich Mergelsande, Spathsande und -grande in den verschiedensten Niveaus des Diluviums, ohne dass es in jedem Falle möglich wäre, mit Sicherheit festzustellen, ob sie beim Rückzuge eines Inlandeises oder beim Herannahen des darauf folgenden zum Absatze gelangten. Dagegen haben in Bezug auf die Kartendarstellung diese mannichfachen Ergebnisse und Auffassungsänderungen nur einen geringen Einfluss ausüben können, und es ist aus praktischen Gründen nach wie vor erforderlich, alle diejenigen Bildungen, die unter dem Oberen jüngsten Geschiebemergel liegen, in der Kartendarstellung zum Unteren Diluvium zu rechnen, abgesehen von vereinzelten Fällen, in denen es durch günstige Umstände möglich war, die Existenz zweier auf Oscillation des jüngsten Inlandeises beruhenden Grundmoränen oberdiluvialen Alters nachzuweisen, in welchem Falle natürlich die sie trennenden Sande oder Thone gleichfalls der jüngsten Eiszeit auch in der Kartendarstellung zugerechnet wurden. Dagegen musste vorläufig noch aus rein praktischen Gründen die mächtige Folge von Sanden, die vielfach ohne Einschaltung von Ablagerungen mit organischen

Resten zwischen den beiden jüngsten Geschiebemergeln auftritt, dem unteren Diluvium zugerechnet werden, sobald nicht auch hier besonders günstige Umstände, den stricten Nachweis erbrachten, dass diese Sande in ihrer gesammten Mächtigkeit nichts anderes als das fluvio-glaciale Aequivalent der jüngsten Eiszeit darstellen. Diesen Erwägungen trägt denn auch die von BERENDT 1897 in der 2. Auflage der »Allgemeinen Erläuterungen zur geognostisch-agronomischen Karte der Umgegend von Berlin« gegebene Neugliederung des norddeutschen Diluvium entsprechend Rechnung, indem er S. 18 und 19 daselbst folgendermaassen eintheilt:

Oberes Diluvium.

1. Stufe des Decksandes oder Oberen Sandes.

a) Thal-Diluvium

(in den Blättern der Berliner Umgegend bezeichnet als Alt-Alluvium,)

Thalsand, Thalgeschiebesand als Vertreter des Haidesand z. Th. mit Einlagerung von Thalthon und jüngstem Mergelsand.

b) Höhen-Diluvium.

Oberer Sand (Decksand, Geschiebesand) oder nur Geröll- und Geschiebe-Bestreuung bezw. Packung.

2. Stufe des Oberen Geschiebemergels.

Grundmoräne der jüngsten Eiszeit: Oberer gemeiner Diluvialmergel (Oberer Geschiebemergel, Lehmmergel) mit Lehmdecke.

Ingleichen lässt sich das Untere Diluvium nach den neueren Erfahrungen in folgende drei Stufen und Unterabtheilungen gliedern, welche aber in sich und untereinander kartographisch nur in den seltensten Fällen mit Sicherheit getrennt werden können, so dass die bisherige Zusammenfassung als Unteres Diluvium in der Kartendarstellung beibehalten werden musste und nur, wo sie mit Sicherheit erkannt werden können, die unteren von den oberen geschichteten Bildungen durch einen Zahlenindex unterschieden werden.

Unteres Diluvium.

1. Obere Grenzstufe.

a) Geschichtete Sande und Thonmergel, welche die jüngste Eiszeit einleiteten und eigentlich zu dieser, d. h. zum Oberen Diluvium gezogen werden müssten.

b) Geschichtete Sande und Thone einer Interglacialzeit, welche aber nur in den Fällen der Auffindung einer vorhandenen fossilen Lebewelt (Süsswasserfauna der Gegend von Potsdam und Werder; Säugethierfauna der Gegend von Rixdorf, Müggelheim, Königs-Wusterhausen, Mittenwalde, Phöben bei Potsdam u. s. w.) als interglacial erkannt werden können und auch nur an diesen Stellen eine Trennung von a) und c) ermöglichen.

c) Geschichtete Sande und Thonmergel, welche die ältere Eiszeit beschlossen.

2. Stufe des Unteren Geschiebemergels.

Grundmoräne der älteren Eiszeit: Unterer gemeiner Diluvialmergel (Unterer Geschiebemergel, Schluffmergel) mit oder ohne Einlagerung von geschichteten Thonmergeln und Sanden, im ersteren Falle oft sogar in 4 oder 5 Bänke gespalten.

3. Untere Grenzstufe.

a) Geschichtete Sande und Thonmergel, welche die ältere Eiszeit einleiteten.

b) Geschichtete Sande und Thone einer älteren Interglacialzeit, welche aber nur bei Auffindung ihrer Fauna (Paludinenbank der Gegend von Berlin und Köpenick) mit Sicherheit erkannt werden können und auch nur in diesem Falle eine Trennung von a) und c) ermöglichen.

c) Geschichtete Sande und Thonmergel, welche auf eine dritte bezw. erste oder älteste Eiszeit hindeuten[1]).

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1895, S. 122/24.

Es wird eine Aufgabe der Zukunft sein, die auf der Grundlage der historischen Gliederung gewonnenen Resultate auch in der kartographischen Darstellung auf den geologischen Specialkarten des Preussischen Staates zum Ausdruck zu bringen. Es mag zum Schluss noch bemerkt werden, dass die Annahme der GEIKIE'schen Nomenclatur für die Quartärablagerungen Norddeutschlands nicht opportun erscheint, und dass Versuche wie sie von JENTZSCH durch die Einführung zahlreicher Localnamen für die Gliederung auf räumlich beschränktem Gebiete gemacht sind, nur geeignet erscheinen, durch die Häufung von an sich nichtssagenden Stufennamen Verwirrung zu stiften.

Ich gebe auf S. 82/83 unter Hinweglassung aller zweifelhaften Ablagerungen eine tabellarische Zusammenstellung der Gliederung des norddeutschen Diluviums in den genauer durchforschten Gebieten des östlichen und mittleren Deutschland. Was das westliche Glacialgebiet der Provinz Hannover und der nach Westen und Südwesten angrenzenden Länder betrifft, so müssen wir erst noch die Ergebnisse der jetzt in Angriff genommenen Specialaufnahmen in diesen Gebieten abwarten, ehe wir die östlich der Elbe gewonnenen Resultate auf dieselben übertragen können.

Wichtigste Litteratur zur Stratigraphie des norddeutschen Quartärs.

1877. BERENDT, G., Die Umgegend von Berlin. Allgemeine Erläuterungen zur geogn.-agronom. Karte derselben. Abh. d. geol. Landesanstalt II, 3.

1879. HELLAND, A., Ueber die glacialen Bildungen der norddeutschen Ebene, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXI, S. 63.

1879. PENCK, A., Die Geschiebeformation Norddeutschlands. Ebenda S. 117.

1881. BERENDT, G., Die Sande im norddeutschen Tieflande. Dieses Jahrbuch für 1881, S. 482.

1883. KEILHACK, K., Ueber präglaciale Süsswasserbildungen im Diluvium Norddeutschlands. Jahrb. d. geol. Landesanstalt für 1882, S. 133.

1884. JENTZSCH, A., Beiträge zum Ausbau der Glacialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. Jahrb. d. geol. Landesanst. für 1884, S. 438.

1885. WAHNSCHAFFE, F., Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg. Abh. d. geol. Landesanstalt VII, 1.

1885. KEILHACK, K., Ueber ein interglaciales Torflager im Diluvium bei Lauenburg a. d. Elbe. Jahrb. d. geol. Landesanstalt für 1884, S. 211.

Die weitere Controverse über diese Ablagerung im Neuen Jahrbuch für Min. etc.

1885. Dames, W., Die Glacialbildungen der norddeutschen Ebene. 8⁰. Berlin 1885.

1888. Schröder, H., Diluviale Süsswasserconchylien auf primärer Lagerstätte in Ostpreussen. Jahrb. d. geol. Landesanstalt für 1887, S. 349.

1890. Jentzsch, A., Ueber ein neues Vorkommen von Interglacial zu Neudeck bei Freystadt, Kr. Rosenberg in Westpr. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XLII, S. 597.

1892. Credner, H., Ueber die geologische Stellung der Klinger Schichten. Sitz.-Ber. d. Sächs. Ges. d. Wiss. 1892, S. 385.
Die Litteratur über Klinge umfasst über 50 Nummern. Mit der Altersstellung beschäftigen sich ausser Credner Aufsätze von Nehring, Keilhack, Weber, Wahnschaffe.

1892. Jentzsch, A., Das Interglacial bei Marienburg und Dirschau. Jahrb. d. geol. Landesanstalt für 1895, S. 165.

1895. Geikie, J., The glacial succession in Northern Europe. Journal of geology III, 3, Chicago.

1896. Keilhack, K., Die Geikie'sche Gliederung der nordeuropäischen Glacialablagerungen. Jahrb. d. geol. Landesanstalt für 1895, S. 111.

1896. Weber, C., Zur Kritik interglacialer Pflanzenablagerungen. Abhandl. d. naturwiss. Vereins zu Bremen XIII.

1897. Gottsche, C., Die tiefsten Glacialablagerungen der Gegend von Hamburg. Mitth. d. geogr. Ges. in Hamburg XIII.

1898. Gottsche, C., Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. Mitth. d. geogr. Ges. in Hamburg, Bd. XIV.

III. Aufschüttungsformen des Inlandeises.

H. S.

a) Endmoränen.

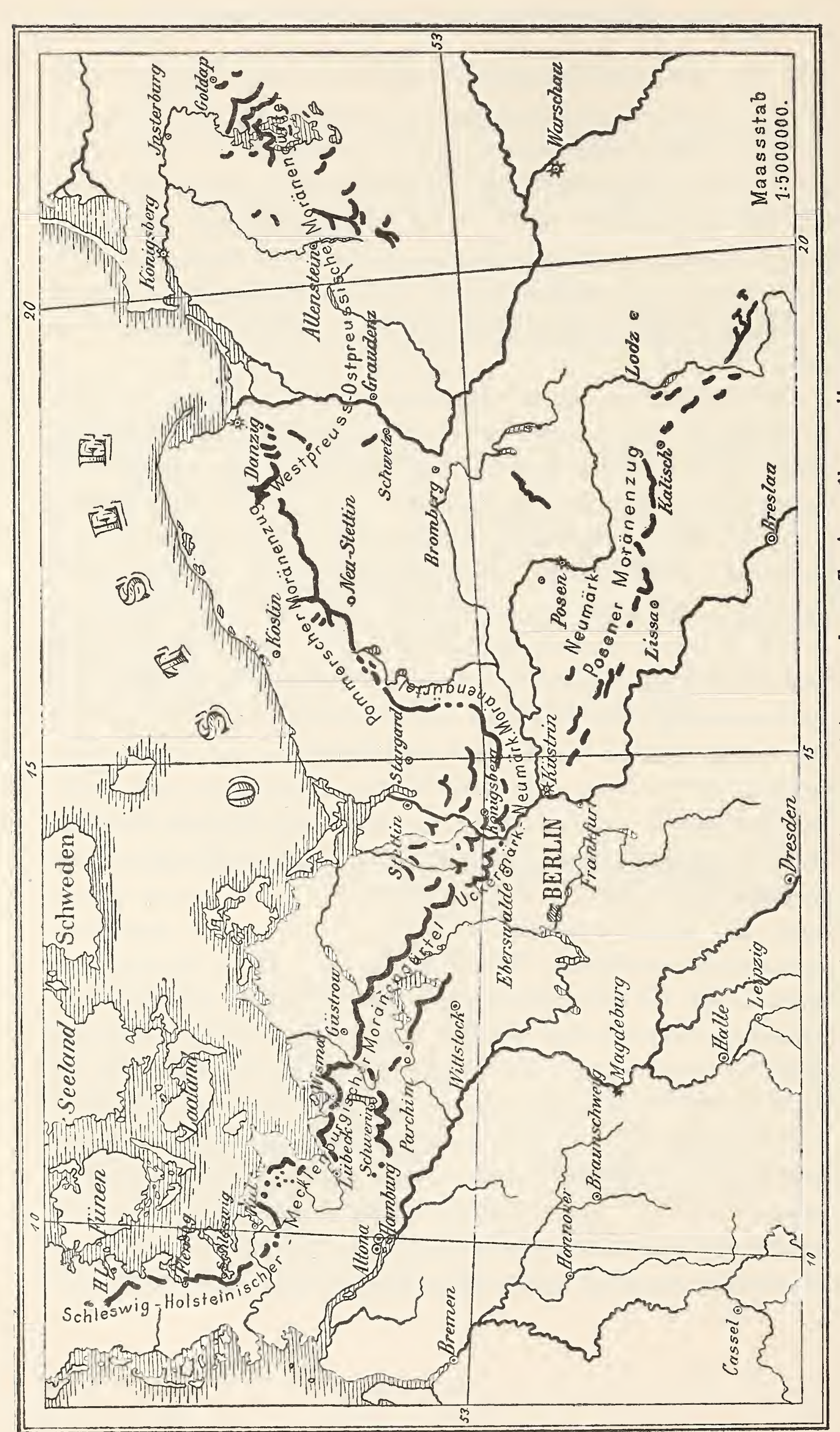
Eines der wesentlichsten Resultate, welches die Diluvialgeologie in den letzten Jahrzehnten gezeitigt hat, ist die Erkenntniss, dass der baltische Höhenrücken in sich als Product von Stillstandsperioden der letzten Vergletscherung Endmoränen birgt. Nach mehrfachen wenig präcisen Andeutungen Forchhammer's, Johnstrup's, Boll's und Anderer hat erst 1887 die Kartenaufnahme der Joachimsthal-Templiner Gegend durch Berendt, der den dortigen Geschiebewall als »südliche baltische Endmoräne« bezeichnete, dieser Erkenntniss allgemeine Giltigkeit verschafft.

Als eine besondere Eigenthümlichkeit der Endmoräne hat man das zug- und wallartige Auftreten von Blockanhäufungen erkannt und wesentlich nach diesem Merkmal ist namentlich in Gebieten, in denen eine Specialkartirung nicht vorgenommen ist, der Verlauf der Endmoränen durch ganz Norddeutschland festgelegt. Man hat sie von der Nordgrenze Schleswig-Holsteins bis nach Westpreussen auf volle 1000 km verfolgt und kennt sie bereits an einigen Stellen Ostpreussens und auch südlich gelegener Provinzen.

Der Verlauf der Hauptendmoräne geht im Allgemeinen parallel der südlichen Umrandung des Ostseebeckens; ja diese Parallelität beider Linien ist eine derartig auffallende, dass eine genetische Beziehung zwischen beiden vorhanden sein muss. Die Moräne (s. Fig. 10) beginnt an der dänischen Grenze W.-Hadersleben und streicht in nahezu N.—S.-Richtung über Apenrade-Flensburg nach Schleswig. Hier biegt sie allmählich in eine NW.—SO.-Richtung ein und läuft über Rendsburg S.-Kiel, Preetz, Eutin auf den NW.-Rand der Lübecker Bucht zu. Jenseits derselben hat die Moräne ihre Fortsetzung über Kalkhorst und Grevesmühlen nach Mecklenburg hinein und ist ihr Verlauf mit Einhaltung der NW.—SO.-Richtung über Bäbelin, Krevtsee, Waren, Blumenholz nach Feldberg festgestellt und hiermit ist der **Schleswig-Holstein-Mecklenburgische Moränengürtel** abgeschlossen. An ihn schliesst sich der **uckermärkisch-neumärkische Moränengürtel**, der in einem weiten Bogen das untere Oderthal mit seinen östlichen und westlichen Dependenzen umschliesst. Von Feldberg ab geht die Moräne über Chorin in fast NNW.—SSO.-Richtung bei Oderberg auf den Oderthalrand zu, überschreitet dieselbe und erscheint auf der Oderinsel gegenüber Freienwalde, wo sie andere Richtung annimmt und im W.—O.—WSW.—ONO.-Richtung durch die Neumark streicht.

Der auch aus anderen Gegenden bekannte bogige Verlauf der Moräne gestaltet sich in der Choriner Gegend ausserordentlich complicirt (s. die Karte Taf. II). Von der Stadt Joachimsthal her tritt der Joachimsthaler Bogen in westöstlicher Richtung in das Gebiet ein, biegt in den Ihlow-Bergen, deutlich wallartig aus-

Fig. 10.


Uebersichtskarte der norddeutschen Endmoränenzüge.
Maassstab 1:5000000.
Ostsee
Schweden
Seeland
Fünen
Laaland
Schleswig-Holsteinischer-Mecklenburgischer Moränenzug
Pommerscher Moränenzug
Westpreussisch-Ostpreussischer Moränenzug
Allensteiner Moränenzug
Posener Moränenzug
Ückermärk. Moränengürtel
Neumärk. Moränengürtel
Neumärk
Königsberg
Insterburg
Goldap
Danzig
Graudenz
Schwetz
Bromberg
Köslin
Neu-Stettin
Stargard
Stettin
Güstrow
Wismar
Lübeck
Schwerin
Parchim
Wittstock
Hamburg
Altona
Bremen
Hannover
Braunschweig
Magdeburg
Halle
Leipzig
Dresden
Cassel
BERLIN
Eberswalde
Frankfurt
Küstrin
Posen
Lissa
Kalisch
Lodz
Breslau
Warschau
Flensburg
Schleswig

geprägt nach N. auf und endigt dann, am Südende der Forst Glambeck mehr nordöstlich verlaufend, in grossen Blockanhäufungen nördlich von Gr. Ziethen. Nach kurzer Unterbrechung setzt die Moräne, mehr flächenhaft entwickelt, östlich dieses Dorfes in den Steinbergen wieder ein, ihr Rand gegen das angrenzende Sandgebiet verläuft nordostsüdwestlich und es beginnt hiermit der Nordwestflügel eines neuen Bogens — des Paarsteiner — dessen Südostflügel in den Höhen nördlich von Oderberg zu suchen ist. Dieser Hauptbogen gliedert sich in vier Specialbögen. Von den Steinbergen streicht die Moräne zunächst nordsüdlich und biegt dann nach O. zurück, um den kleinen Gr. Ziethener Bogen zu bilden, der südlich von Buchholz endet und zeitweise bei vorrückendem Abschmelzen des Eises noch durch die Kernberge von dem folgenden Bogen getrennt gewesen sein mag. Der nach O. zurückspringende Südflügel des Gr. Ziethener Bogens ist zugleich der Nordflügel des folgenden des Senftenhütter, der über die Krausenberge in einigen stark übersandeten Kuppen westlich von Senftenhütte nach S. umbiegt, um dann in SO. bis O.-Richtung über Kirchhof Senftenhütte, Försterei Senftenthal, Tanzsaal, Katzenberge verlaufend nördlich vom Bahnhof Chorin zu endigen. Am Tanzsaal setzt sich dann an diesen Bogen der folgende, der Choriner Bogen an, der uns das ausgezeichnete Beispiel eines ausgeprägten Moränen-Amphitheaters liefert; eine Wanderung auf dem Endmoränenkamm südlich von Chorinchen gewährt einen überraschenden Anblick und zugleich die Ueberzeugung, dass wir in dem bogigen Steinwall dieselbe Erscheinung wie in den Moränenbogen am Ausgange der grossen Thäler in den Nord- und Südalpen, vor uns haben. Der Choriner Bogen verläuft über den Katzenberg, Hirse-, Gäsematten- und Pferdeberg in NNO. bis SSW.-Richtung, biegt dann in der Nähe des Dorfes Chorinchen nach SO. um. Bei der Oberförsterei Chorin folgt eine weite thalartige Unterbrechung; die Moräne setzt sofort wieder ein in Choriner Weinberge und schwenkt dann allmählich über W.—O. nach NO. um, um in den Theerbrenner-, Schütte- und Plagebergen zu endigen. Letzteres Moränengebiet ist dem Choriner Bogen gemeinsam mit dem folgenden, dem Lieper. Erst in den Eich-

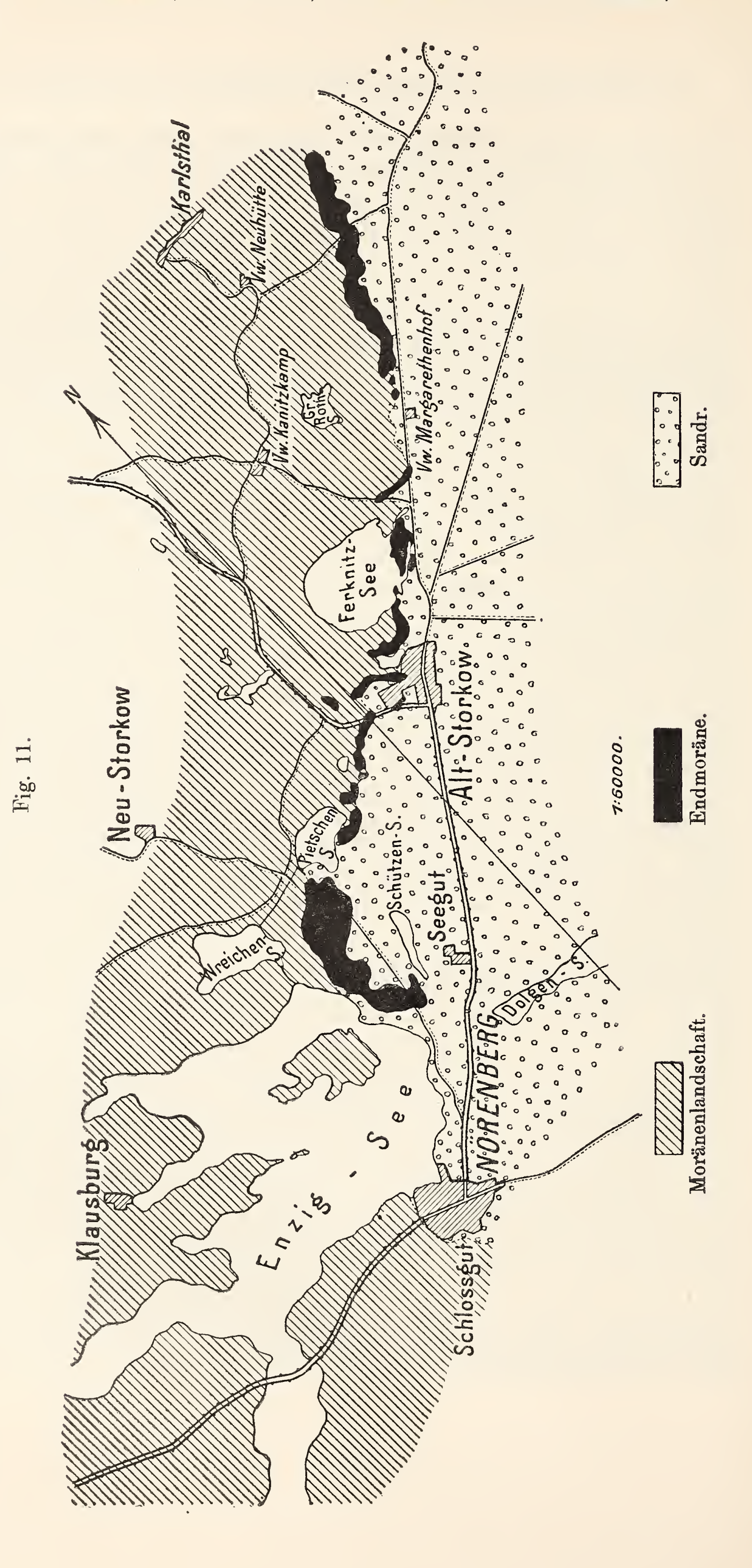
bergen trennen sich beide im spitzen Winkel von einander; die Moräne läuft dann fast geradlinig in NW.—SO.-Richtung senkrecht auf den Oder-Thalrand zu und biegt bei Fösterei Grenzhaus ein wenig hakenförmig nach NO. auf. Nördlich des Dorfes Liepe erscheinen direct am Oder-Erosionsrande mächtige, jedoch flächenhaft ausgedehnte Blockmassen, dieselben sind als die Einleitung des eigentlichen Stillstandes der Eismassen zu betrachten, der erst weiter nördlich durch einzelne hoch aufragende Bergkuppen, den Schufuts-, Pfingst- und Steinberg bei Liepe gekennzeichnet wird. Eine noch weiter nach N. zurückliegende Stillstandsphase stellen die Blockmassen des Fliederberges mit fast ost-westlichem Streichen dar. Ihre Fortsetzung hat die Moräne N.-Oderberg in Geschiebekuppen, die zerstreut auf einer nach N. bis S. und O. des Paarsteiner-Sees aufbiegenden Terrainwelle liegen. Der Paarsteiner Hauptbogen ist hiermit abgeschlossen. An der Stelle, wo die Chorin-Oderberger Landstrasse die Moräne überschreitet, trennt sich vom Paarsteiner Bogen der Oderberger; er streicht in nordsüdlicher Richtung auf das Oderthal zu und bricht im Pimpinellen-, Teufels- und Schlossberg ab. Nach der Unterbrechung durch das weite Oderthal erscheinen dann auf der Neuenhagener Oderinsel NW.—SO.-Geschiebemassen in den Höhen der Brahlitzer Forst. Bei Schiffmühle, wo sich ein schmaler Durchlass durch die Endmoräne befindet, macht sie einen scharfen Knick und streicht durch einzelne Geschiebekuppen gekennzeichnet, in SW.—NO.-Richtung über den Granitberg bis dicht südlich Alt-Glietzen. Blockmassen, die am Odererosionsrande herauskommend, bei Alt-Rüdnitz in der Neumark vorkommen, stellen die Verbindung der Uckermärker und Neumärker Moräne her. Letztere verläuft über das Städtchen Mohrin, S.-Soldin, Berlinchen in W.—O. bis WSW.—ONO.-Richtung und biegt, zwischen den Städten Woldenberg und Arnswalde nur durch vereinzelte übersandete Kuppen markirt nach N. auf, um bei Nörenberg[1]) in Pommern den uckermärkisch-neumärkischen Moränengürtel abzuschliessen.

[1]) K. K.: »In sehr typischer Weise ausgebildet und auf sehr engem Raume zusammengedrängt, sehen wir die verschiedenen Aufschüttungsformen des Inland-

Denn von hier ab beginnt der **hinterpommersche Moränenzug**, der in ausgesprochener Parallelität mit der Ostseeküste SW.—NO. gerichtet bis in die Gegend O.-Bütow nach der Grenze der Provinz Westpreussen zieht. Von hier ab sind die Beobachtungen

eises, und zwar aus der Zeit der letzten Invasion desselben im vorderen Hinterpommern in der Gegend zwischen Stargard und Nörenberg. Die Morphologie desselben ist auf dem Uebersichtskärtchen 1:300000 dargestellt. In diesem Gebiete folgen von Westen nach Osten die ebene Grundmoränenlandschaft, die kurzwellige Grundmoränenlandschaft und die Sandebene. Auf der ebenen Grundmoränenlandschaft liegen viele Hunderte von Drumlins, zwischen denen zwei je 20 Kilometer lange Åsar sich durchziehen. Das westlichere derselben ist überwiegend aus Sanden, das östlichere dagegen fast ausschliesslich aus Granden zusammengesetzt, die, soweit die Aufschlüsse es erkennen lassen, eine horizontale Schichtung besitzen. Zu den am schönsten ausgebildeten Theilen des östlicheren Grandås gehören die südlich von Jakobshagen gelegenen Feuerberge, die als schmaler, gerader Kamm von 2 Kilometer Länge sich genau von Westen nach Osten erstrecken und im Osten in dem Hügelgewirr der Moränenlandschaft verschwinden. Die Moränenlandschaft selbst ist in ganz ausgezeichneter Weise zwischen Kashagen und Nörenberg zur Ausbildung gelangt, einem Gebiete, welches auch dadurch bemerkenswerth ist, dass sich hier ein Richtungswechsel im Gebiete der Moränenlandschaft und der Endmoräne vollzieht, insofern als beide bei Nörenberg aus der nordsüdlichen in eine nordöstliche Richtung übergehen. In dem Aussenwinkel dieses Knies liegt der grosse Enzigsee, der wohl als Stausee aufzufassen ist und aus der Vereinigung mehrerer, jedenfalls subglacialer Rinnen hervorgezogen ist. Die von Süden heraufkommende und 3 Kilometer nordöstlich von Nörenberg wieder einsetzende Endmoräne ist vor dem See selbst nicht zu beobachten, da sie hier unter mächtigen fluvio-glacialen Sedimenten verborgen liegt. Den Beweis dafür erbringt ein Aufschluss in nächster Nähe des Bahnhofes Nörenberg, der unter groben Sanden und Granden typische Blockpackung zeigt. Wenn man sich bei Nörenberg auf die Endmoräne begiebt und ihr in der Richtung auf Dramburg folgt (Fig. 11), so hat man mehrfach Gelegenheit zu sehen, wie sich aus der Moränenlandschaft heraus tief eingeschnittene Schmelzwasserrinnen durch eine Lücke in der Endmoräne hindurch in das Gebiet der nach Osten und Süden anschliessenden grossen Sandebene hineinbegeben. Die Endmoräne selbst ist in diesem Theile theils als ein kuppig-welliges, dicht mit grossen Geschieben beschüttetes Gebiet, zum Theil aber auch in Form von schmalen, hohen, aus Geschiebepackungen bestehenden Kämmen entwickelt. Ausserordentlich schön ist in diesem Gebiete auch der Gegensatz zwischen der reich bewegten Moränenlandschaft und der unmittelbar sich anlehnenden, einförmigen meilenweiten Sandebene. Hier weite Ebene, dort denkbar complicirteste Geländeformen, — hier Nadelwald, dort Laubwald, — hier ganz vereinzelte Dörfer, dort zahllose Einzelsiedlungen, hier steriler Sand- und Kiesboden, dort der fruchtbare, weizenfähige Boden des Geschiebemergels.«

Fig. 11.


Karlsthal
Vw. Neuhütte
Vw. Kanitzkamp
Gr. Roth S.
Vw. Margarethenhof
Ferknitz-See
Neu-Storkow
Alt-Storkow
Pietschen S.
Schützen-S.
Seegut
Wreichen S.
Klausburg
Enzig - See
Schlossgut
NÖRENBERG
Dolgen-S.
1:60000
Moränenlandschaft.
Endmoräne.
Sandr.

sehr lückenhaft, jedoch scheint es, dass die Moräne einen südwärts gerichteten Bogen beschreibt, zu welchem der Unterlauf der Weichsel in ähnlicher Beziehung steht, wie der Unterlauf der Oder zu dem Uckermärkisch-Neumärkischen Moränengürtel. Jedoch sind wie gesagt die Beobachtungen nicht ausreichend. Links der Weichsel liegen bis in die Gegend von Schwetz einige Andeutungen vor; rechts der Weichsel sind zuverlässige Beobachtungen zwischen Neidenburg und Ortelsburg vorhanden, während die Angaben über Endmoränen in der Nähe der grossen Ostpreussischen Seen noch der näheren Untersuchung bedürfen.

Den eben in seinem Verlauf beschriebenen Moränenzug hat man mit Recht als »grosse südbaltische Endmoräne« bezeichnet.

Ihr gegenüber treten die anderen bisher bekannt gewordenen Moränen an Bedeutung sehr zurück. Durch Mecklenburg zieht, bereits im Herzogthum Lauenburg bei Mölln beginnend, in circa 30 Kilometer südwestlichem Abstand von der Hauptmoräne eine zweite Endmoräne, welche die gleiche Richtung einhält, aber mehrfach unterbrochen ist, bis in die Gegend von Neu-Ruppin. Durch das Zusammenströmen des Havel-Thales und des weiten Thorn-Eberswalder Hauptthales unterbrochen, darf man ihre Fortsetzung vielleicht in den block- und grandreichen Gebieten des Barnim-Plateaus S. Freienwalde vermuthen und somit hierin die Verbindung der südmecklenburgischen und der Neumärkisch-Posenschen Endmoränen, die allerdings in sehr geringere Geschlossenheit bei Zielenzig, Schwiebus und Lissa, ja bis an die russische Grenze beobachtet sind, annehmen [1]).

Ebenso treten nördlich der südbaltischen Hauptmoräne mehr-

---

[1]) Neuerdings will jedoch Keilhack den Zusammenhang dieser Moränen und einiger Blockpackungspunkte im Fläming und der Altmark in anderer Weise auffassen, eine Auffassung, der auch in dem hydrographischen Theil dieser Arbeit Rechnung getragen ist. Er theilt mir brieflich mit: »Die östliche Fortsetzung der südmeckl.-barnim-neumärkischen Endmoräne suche ich über Betsche und Opalenica und sehe ich in den Endmoränen bei Wreschen. Diejenigen der Linie Priment-Lissa-Pleschen scheinen einem südlicheren Zuge anzugehören, und diejenigen des Fläming und der Altmark endlich dem vierten und südlichsten. Jedem der vier Züge der Endmoränen entspricht eines der vier grossen Längsthäler südlich des Höhenrückens.«

fach Repetitionen auf. Sie sind in Mecklenburg und Hinterpommern und namentlich innerhalb des Uckermärkisch-neumärkischen Moränengürtels beobachtet. Aus der Gegend von Fürstenwerder ziehen scharf ausgeprägte Blockzüge über Boitzenburg in NW.-SO.-Richtung nach dem Südende des Uecker-Thales, schwenken um dasselbe nach N. auf und theilen sich gabelförmig, um nach einer weiten Unterbrechung O. Angermünde wieder zu beginnen. Die Moräne liegt hier wieder nach N. auf, erreicht W. Schwedt ihren nördlichsten Punkt, um dann in SO.-Richtung die Oder zu überschreiten und SW. Königsberg i. d. Neumark in der Grundmoränenlandschaft der grossen Hauptmoräne zu verschwinden. Ein weiter nach N. zurückliegender Moränenzug ist mehr auf der rechten Oderseite entwickelt; die Endmoräne wird hier durch die sandigen Höhen S. Fiddichow vertreten und hat ihre Fortsetzung in den Blockpackungszügen N. Lippehne in der Neumark. Ueber eine fernere Rückzugsetappe des Inlandeises sind die Ansichten noch nicht geklärt. Die Wallberge, die in einer Zone von Rostock bei Mecklenburg bis Pyritz in der Neumark bekannt sind, werden von Einigen für Åsar von Anderen für Endmoräne erklärt. Der Verfasser hält auch heute noch an letzterer Ansicht fest und zwar veranlasst ihn dazu das stellenweise Zusammenschliessen dieser Wallberge (Durchragungszüge) zu deutlichen Bögen und deren Stellung zu den Rinnensystemen und grossen Thälern der Uckermark und Vorpommerns. Selbst im hinterpommerschen Küstengebiete finden sich noch echte Endmoränen mit Blockpackungen, z. B. bei Gülzow, die dem letzten Stillstande des Eises auf deutschem Boden entsprechen.

Aus dem Vorhandensein mehrfacher hintereinander liegender Wiederholung der Endmoräne, namentlich aus dem Auftreten einer oder mehrerer Moränen südwärts der Hauptmoräne, geht mit Evidenz hervor, dass die »grosse südbaltische Endmoräne« nicht das Ende einer Vergletscherung, sondern nur eine der vielen Stillstandsphasen des abschmelzenden letzten Inlandeises repräsentirt. Ebenso wenig ist die südlichste Moräne als ein solches zu betrachten, denn die nordwärts derselben befindliche Grundmoräne greift vielfach durch die Lücken der Endmoräne durch und er-

Fig. 12.
Blockpackung N.-Finow.



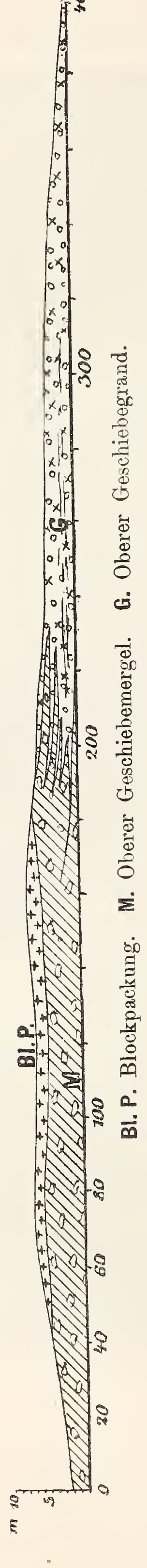


Fig. 13.
Bahneinschnitt bei Bahnhof Steinberg der Strecke Callies-Stargard.
Bl. P. Blockpackung. M. Oberer Geschiebemergel. G. Oberer Geschiebegrand.

streckt sich ununterbrochen weit nach S. Die beschriebenen Moränen sind also nicht Endmoränen im engeren Sinne, sondern nur Rückzugsmoränen.

Dass dieselben thatsächlich der letzten Vergletscherung angehören, geht vor Allem daraus hervor, dass die Blockpackung, dieser charakteristische, aber nicht ständige Begleiter der Endmoränen, sowohl vertical als horizontal in den normalen Geschiebemergel übergeht, der in weiter Ausdehnung hinter den Moränen die Oberfläche bildet und allseitig als die Grundmoräne der letzten Vergletscherung aufgefasst wird.

Die Blockpackung (Fig. 12) besteht nur selten aus wirr über- und nebeneinander gelagerten Blöcken von über Kopfgrösse bis zu mehreren Kubikmeter Inhalt. Meistens sind die Lücken zwischen den Blöcken vielmehr durch ein lehmig-grandiges Bindemittel ausgefüllt und mehrfach kann man sie geradezu als einen steinigen Geschiebemergel bezeichnen. Ihre Mächtigkeit steigt bis 10 Meter und mehr, meistens ist sie jedoch geringer. Häufig (Fig. 13) liegt sie direct dem normalen Geschiebemergel auf, die Kuppen der Berge bildend oder sie bedeckt flächenhaft ausgebreitet mehr als Blockbestreuung die Lücken zwischen den aus reiner Blockpackung bestehenden Kämmen und Wällen der Endmoräne. Selten zeigt die Blockpackung Schichtung (Fig. 14) oder ist mit geschichteten Bildungen in einer Weise verknüpft (Fig. 15), dass die Gleichzeitigkeit der Entstehung beider zweifellos ist, oder sie wird auch von geschichteten Bildungen und normaler Grundmoräne bedeckt (Fig. 16).

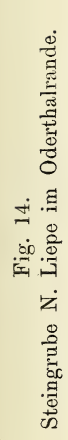


Fig. 14.
Steingrube N. Liepe im Oderthalrande.

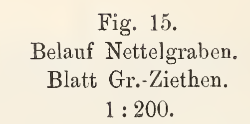
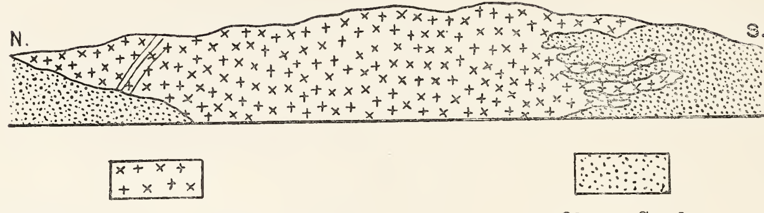


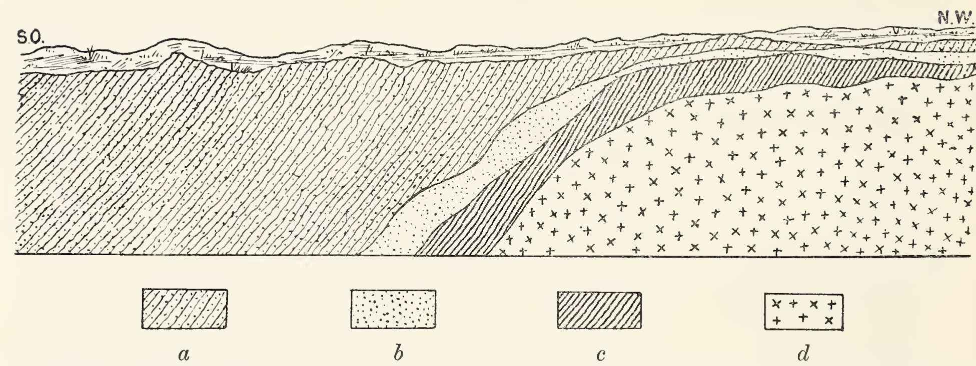
Fig. 15.
Belauf Nettelgraben.
Blatt Gr.-Ziethen.
1 : 200.



Geschiebe über Kopfgrösse bis kleine Gerölle mit lehmigem Bindemittel.

Oberer Sand.

Fig. 16.
Steinberge westlich Gr.-Ziethen.
1 : 200.



a *b* *c* *d*

a Sandiger Geschiebemergel mit zahlreichen Sand- und Grand-Einschlüssen und wenigen Steinen. *b* Thonstreifige Sande, die von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt sind. *c* Normale Grundmoräne. *d* Blockpackung.

Von Joachimsthal bis Oderberg ist in die Blockpackung häufig eine Bank normalen Geschiebemergels eingeschaltet und zwar in der Art, dass zu oberst $1^1/_2$—2 Meter Blockpackung, alsdann 2—3 Meter Geschiebemergel und darunter erst die Hauptblockpackung folgt. Dieses an vielen Punkten beobachtete Profil beweist, dass während der im Allgemeinen als Stillstand aufzufassenden Periode vielfach Oscillationen des Gletscherrandes und damit Absatz normaler Grundmoräne stattgefunden hat.

Mehrere tiefere Aufschlüsse in der Endmoräne haben gezeigt, dass das untere [1]) Diluvium die Erhebung, auf welcher die Blockpackung meist gelagert ist, mitmacht; ja an manchen Punkten stossen die unterdiluvialen Sande und Thonmergel sogar durch die oberdiluvialen Bildungen durch (Fig. 17 u. 18). Dieses Lagerungsverhältniss ist nur durch einseitigen Druck des Gletscherrandes beim Stillstande und namentlich durch Schub beim zeitweiligen Vorrücken während einer Oscillation erklärbar. Es sind also ausser den Endmoränen, die durch reine Aufschüttung entstanden sind, auch Staumoränen vorhanden; ja häufig mögen Aufschüttung und Stauung gleichzeitig gewirkt haben, um das eigenthümlich wallartige Relief der Moräne zu schaffen.

Als oberflächlichste Bildung, welche die ganze Endmoränenhöhe stellenweise, namentlich in der Uckermark überzieht, ist schliesslich der obere Sand zu erwähnen. Er zeichnet sich durch das seltene Auftreten von Schichtung aus; sehr häufig hat er ganz das Aussehen des sogenannten Geschiebesandes der Mittelmark, eine in sich gleichmässige, mittelkörnige Sandmasse mit regellos darin vertheilten kleinen und grossen Geschieben. Jedenfalls hat bei seiner Bildung in begrenzten Bahnen fliessendes Wasser kaum mitgewirkt, wie auch daraus hervorgeht, dass der obere Sand sich an keine Höhenlage hält. Man kann in dem oberen Sande das letzte Residuum der ausgewaschenen Grundmoräne oder den Niederschlag der in und auf dem Eise befindlichen Sande, Gerölle und Geschiebe am Ende der Stillstandsperiode erblicken.

Was das topographische Auftreten der Endmoränen betrifft, so pflegen sie vielfach in wall- und kammartiger Entwicklung vorzukommen und überragen dann mehr oder minder ihre Umgebung, obwohl sie häufig unbekümmert um die Terrainverhältnisse tiefe Thäler überschreiten und unter Mooren und Seen zu verschwinden scheinen. Wenn auch häufig Endmoränen die höchsten Punkte des baltischen Höhenzuges einnehmen, so ist der Fall doch auch

---

[1]) Die Bezeichnungen Oberes und Unteres Diluvium drücken keine Altersbeziehung etwa zur letzten und vorletzten Vergletscherung, sondern ein Lagerungsverhältniss aus.



Fig. 17.

Steinberge westlich Gr.-Ziethen.

1 : 100.

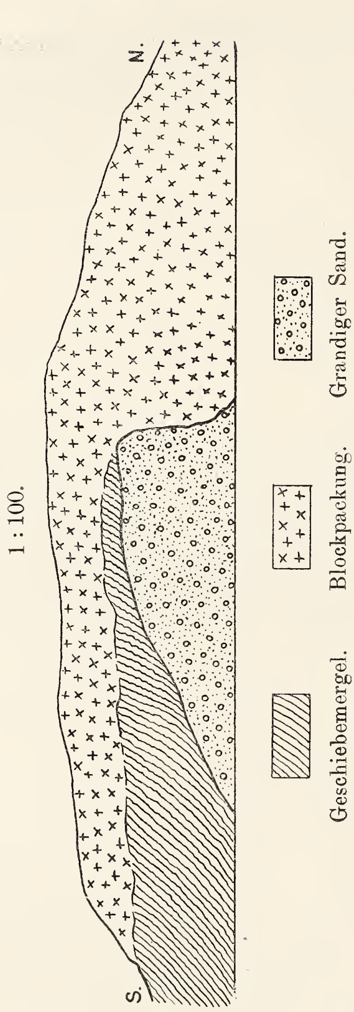
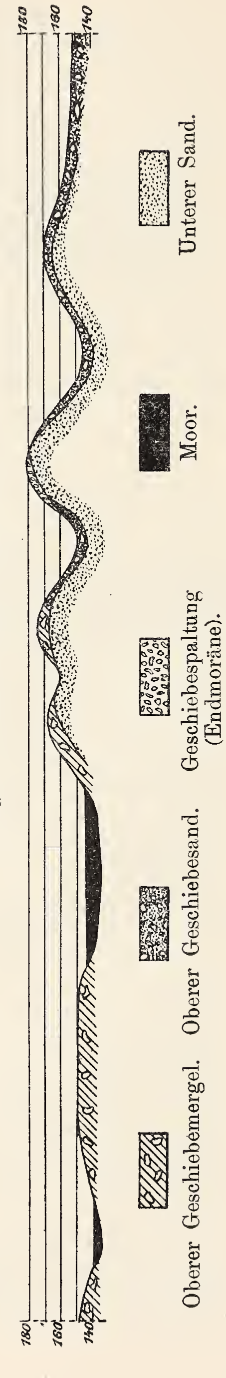


Fig. 18.

Profil durch die Endmoräne bei Wurchow (Hinterpommern).

Länge 1 : 12500. Höhe 1 : 5000.



häufig, dass sie von den Höhen der hinter [1]) ihnen befindlichen Grundmoränenlandschaft und ebenso von Höhen vor ihnen erheblich überragt werden. Die Uckermärkischen Moränen scheinen sich vor anderen namentlich dadurch auszuzeichnen, dass sich bei ihnen geologisches und topographisches Verhalten fast völlig deckt. In grossen, deutlichen Bogen erheben sich hier die Endmoränenzüge bis 50 Meter über die nächste Umgegend.

b) Grundmoränenlandschaft.

Sind so die Endmoränen durchaus nicht in allen Fällen topographisch markante Gebilde, so haben sie in anderer Hinsicht durchaus eine hervorragende topographische Bedeutung insofern, als sie die Scheide bilden zwischen 2 wesentlich von einander unterschiedenen Landschaftsformen: der Grundmoränenlandschaft und der Haidesandlandschaft (Sandr).

Durch ganz Norddeutschland, in Schleswig-Holstein und Ostpreussen ebenso wie in der Mark schliesst sich an die Endmoräne nach dem Innern der Bögen zu die aus einem fast unentwirrbaren und richtungslosen Nebeneinander von Hügel und Senke, Berg und Thal bestehende aus der Alpengeologie hinreichend bekannte »paysage morainique«. Der Norddeutsche hat sich daran gewöhnt, dieses Gebiet nach seinem hervorstechendsten petrographischen Charakter als »Grundmoränenlandschaft« zu bezeichnen. In ihr liegen vielfach die höchsten Erhebungen Norddeutschlands und in ihm wurzelt zum grössten Theil der Reichthum Norddeutschlands an landwirthschaftlichen Erzeugnissen. Die »Grundmoränenlandschaft« ist die Wasserscheide zwischen der Ostsee und dem diluvialen Thorn-Eberswalder Längsthal; mit ihr fällt das Gebiet abflussloser Becken (Grundmoränenseen) zusammen. Ausserordentlich charakteristisch sind an vielen Stellen des Höhenzuges innerhalb dieser Gebiete die zahlreichen Durchragungen, in denen geschichtetes unterdiluviales Material, sogar mit Fauna z. B. in Ostpreussen, die sonst die Oberfläche bildende Grundmoräne durch-

[1]) Um der Angabe der Himmelsrichtungen enthoben zu sein, gebrauche ich »vor« und »hinter der Endmoräne« in dem Sinne, dass ich mich in der Strömungsrichtung des Inlandeises auf der Moräne stehend denke.

stösst. In jeder oberflächlich als Lehm erscheinenden Kuppe scheint z. B. nördlich des Paarsteiner Moränenbogens ein unterdiluvialer Kern zu stecken und das Unterdiluvium macht im Grossen und Ganzen alle Höhenunterschiede der Oberfläche mit, während das Oberdiluvium nur als verhüllende Decke die im Allgemeinen durch die tieferen Schichten gegebene Oberflächengestaltung specialisirt. In anderen Theilen scheinen die Durchragungen nur vereinzelt wahrscheinlich in Folge bedeutenderer Mächtigkeit der Grundmoräne.

c) Rückenlandschaft.

Das Gebiet der stark coupirten Moränenlandschaft wird wohl allseitig als eine Zone vielfacher Oscillationen des Gletscherendes angesehen, eine Ansicht, die auch dadurch unterstützt wird, dass innerhalb derselben vereinzelt in bestimmter Richtung und mehrfacher Wiederholung parallel einander angeordnete Hügelreihen auftreten, die senkrecht zu der aus dem Verlauf der Endmoränen zu folgernden Bewegungsrichtung des Inlandeises stehen und somit auf eine Druckwirkung des Eisrandes zurückgeführt werden können. Derartige Rücken als Kames oder Esker zu bezeichnen, verbietet der Umstand, dass sie, obwohl häufig mit einem fluvioglacialen Kern ausgestattet, grossentheils aus Grundmoränenmaterial bestehen. Derartige »Marginal-Rücken-Landschaft« ist vorhanden im Anschluss an die grosse südbaltische Moräne östlich Joachimsthal in der Uckermark und nördlich Soldin in der Neumark; in ausgezeichneter Weise entwickelt zeigt sie sich in der nördlichen Uckermark bei Brüssow und nördlich Strassburg, hier vielfach mit langgezogenen Durchragungen verknüpft (Durchragungszone). Als directer Vertreter der Endmoräne ist sie innerhalb des Boitzenburg-Angermünder Moränenzuges S. Schwedt bekannt.

Ein weiterer Typus der durch die Ablagerung von Grundmoränen entstandenen Landschaftsformen ist die Radial-Rücken-Landschaft oder Drumlin-Landschaft.

K. K.: »Erst aus wenig Gebieten Norddeutschlands ist die Drumlinlandschaft bekannt geworden. Man versteht unter »Drum-

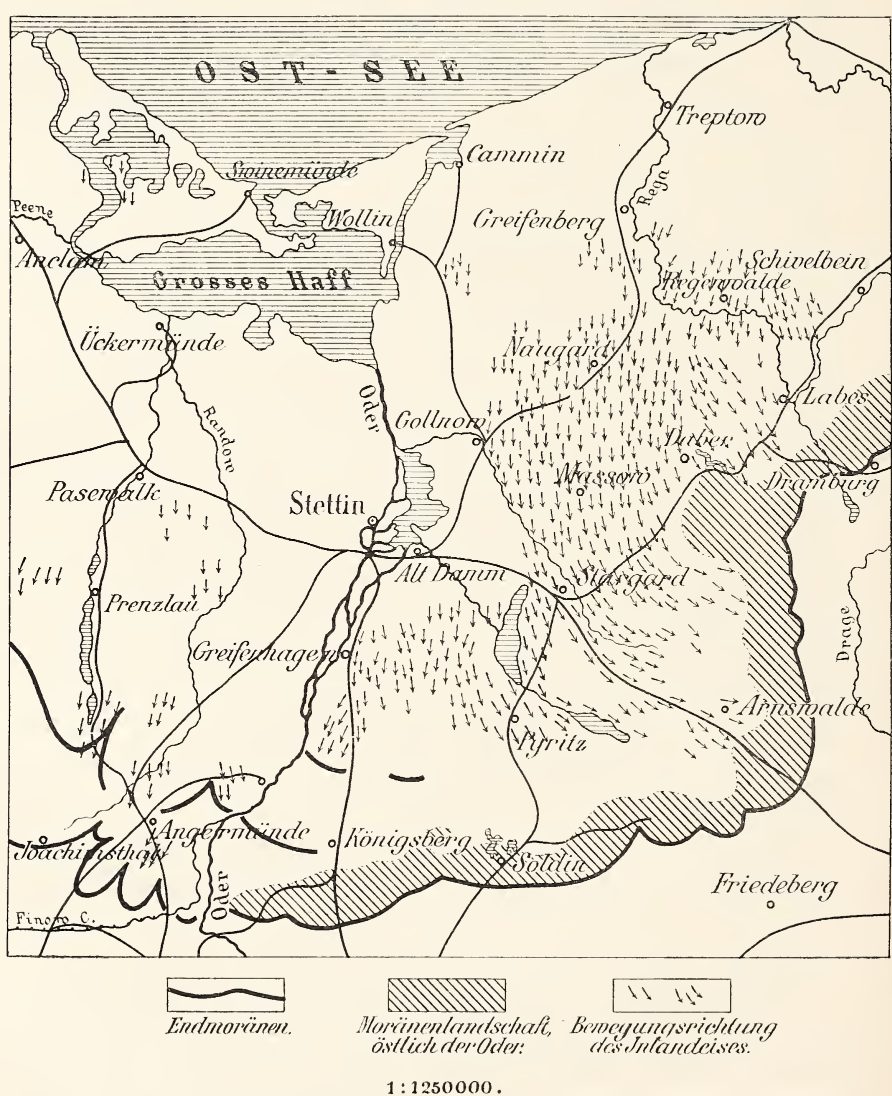
lins« bekanntlich Hügel von elliptischer Form und dem verschiedensten Verhältniss der beiden Achsen, deren wesentliche charakteristische Merkmale in ihrer Zusammensetzung aus Geschiebemergel, also Grundmoränenmaterial, und in der Parallelität ihrer Hauptachsen bestehen. In denjenigen Gebieten, in denen die Richtung der Eisbewegung aus der Schrammung des unterlagernden festen Gesteins sicher bestimmt werden konnte, weiss man, dass die Hauptachsen der Drumlins diesen Schrammen und damit der Eisbewegung parallel verlaufen, und dieselben bilden in Folge dessen ein vortreffliches Mittel, um für bestimmte Gebiete die Bewegungsrichtung des Inlandeises zu reconstruiren. Das grösste Gebiet nimmt die Drumlinlandschaft im westlichen Hinterpommern ein. Der südliche Theil des Kreises Greifenberg und der grösste Theil der Kreise Naugard, Regenwalde und Saatzig gehört diesem Typus an. Die einzelnen hier auftretenden Kuppen und Rücken sind sowohl im Achsenverhältniss als in der absoluten Länge der Achsen ausserordentlichen Schwankungen unterworfen, mit der Einschränkung, dass innerhalb eines und desselben Gebietes die Drumlins eine leidliche Uebereinstimmung beider besitzen. Nach der Lage der Drumlins vollzog sich die Bewegung des Inlandeises in dem Gebiete des grossen Odergletschers, zu welchem diese hinterpommersche Drumlinlandschaft gehört, in der Weise, dass das Eis im Küstengebiete fast allenthalben genau nord-südliche Richtung einhielt, dann aber fächerförmig aus einander floss und unter rechtem Winkel oder vielmehr radial auf den halbkreisförmigen Oderbogen der grossen Endmoräne zulief. Diese Bewegung ist in dem folgenden Uebersichtskärtchen (Fig. 19) des Gebietes durch Pfeile dargestellt worden.«

Westlich der Oder ist die Drumlinlandschaft innerhalb der Uckermark nur östlich Prenzlau und am Nordostrande des Paarsteiner Sees, in beiden Fällen auch nur in wenig prägnanter Form, vorhanden.

Åsar. K. K.: »Im Gegensatz zu Skandinavien und Finnland gehören in Norddeutschland die Åsar zu den seltenen Erscheinungen in der Glaciallandschaft, vor allem, wenn man davon absieht, die Durchragungszüge mit ihren gestauchten Kronen und ihren Ein-

pressungen von Grundmoränenmaterial als Åsar zu betrachten, sondern dieselben mit Schröder als endmoränenartige Bildungen ansieht. Es bleibt dann nur eine beschränkte Zahl von wallartigen, langen und schmalen Rücken übrig, deren Deutung als Åsar und

Fig. 19.



als Aequivalente der in Skandinavien so bezeichneten Bildungen nicht zweifelhaft ist. Zuerst machte uns WAHNSCHAFFE mit einem Ås in der Gegend von Czarnikau in der Provinz Posen bekannt. Die bestausgebildeten Åsar liegen im vorderen Hinterpommern, südlich und östlich von Stargard, es sind ihrer 3. Das westlichste derselben besteht aus einer ganzen Anzahl von einzelnen Kammstücken, die nicht in unmittelbarem Zusammenhange stehen, sondern bis zu mehreren Kilometer Abstand von einander durch ebene Grundmoränenlandschaft getrennt sind. Um so schöner ist dagegen der Zusammenhang der beiden östlicher gelegenen Åsar in der Gegend von Jakobshagen, deren Lage aus dem beigegebenen Kärtchen jenes Gebietes zu ersehen ist. Beide besitzen eine Länge von mehr als 20 Kilometer und sind, das eine vorwiegend aus Sand, das andere fast allenthalben aus groben Granden aufgebaut. Die Schichtung dieser ein bis mehrere Hundert Meter breiten Wälle ist zumeist eine horizontale, oder man beobachtet in ihnen die discordante Parallelstructur, in der Weise, dass die einzelnen in sich gleichgeschichteten, linsenförmigen Massen annähernd horizontale Anordnung besitzen; doch findet sich untergeordnet auch Steilstellung der Schichten, und in der grossen, allerdings sehr verfallenen Kiesgrube bei Saatzig beobachtete SCHRÖDER auch eingepresstes Grundmoränenmaterial. Eine Aehnlichkeit mit den Schwedischen Åsar liegt auch darin, dass die Stargarder auf einer oder beiden Seiten von Rinnen und Senken begleitet sind, die entweder vertorft sind oder einem heutigen Wasserlaufe als Bett dienen. Die Åsar Hinterpommerns verlaufen in der Bewegungsrichtung des Eises, die gerade hier durch die Achsenlage der Drumlins mit ziemlicher Schärfe bestimmt werden konnte. Sie sind auf die Grundmoränenebene beschränkt und verschwinden in dem Hügelgewirre der Moränenlandschaft, deren westlichen Rand sie erreichen.«

d) Grundmoränenebene.

Je weiter entfernt von der Endmoräne nach dem Vereisungscentrum zu, desto mehr geht die mehr oder weniger stark coupirte Grundmoränenlandschaft κατ' ἐξοχήν in eine weit ausgedehnte, eben-

flächige oder nur flachwelligförmige »Grundmoränenebene« über, die in Pommern und einem grossen Theile Ostpreussens die Ostseeküste umrandet. Aber auch viele Theile des mittleren Norddeutschlands z. B. in den Provinzen Posen und Brandenburg tragen den gleichen Charakter.

e) Staubecken-Landschaft.

Der geschlossene Zusammenhang der Grundmoränenlandschaft wird vielfach — in hervorragendster Weise innerhalb des Uckermärkisch-Neumärkischen Moränengürtels — durch weit ausgedehnte ebene Flächen unterbrochen, welche meist beckenartige, flache Seen umschliessen. Die Sande und Thonmergel, welche dieselben zusammensetzen, lagern der jüngsten Grundmoräne auf, repräsentiren also die jüngsten Sedimente der Gletscherwässer. Die beim Rückzuge vom und unter dem Eise hervortretenden Wassermassen stauten sich an dem Moränenwall, fanden nach S. keinen oder nur beschränkten Abfluss und mussten ihre Sedimente in den centralen Depressionen der Endmoränenbögen niederschlagen. Innerhalb der Joachimsthaler Bogen liegt das grosse Staubecken des Grimmnitz-Sees; die an den Paarsteiner See sich anschliessenden Beckensande und Thonmergel greifen weit in die vielen Specialbögen des Paarsteiner Hauptbogens ein; der NNO.-gerichtete Unterlauf der Oder beginnt mit einem Staubecken innerhalb des Oderberger Bogens. In gleicher Weise beginnen in der Neumark die an die Endmoräne herantretenden Thäler, so das Königsberger Thal in einem Staubecken bei Mohrin und das Wildenbrucher Thal in einem solchen S. Schönfliess. N. Soldin bis Lippehne dehnen sich um zahlreiche flache Seen ausgedehnte ebene Flächen aus, bestehend aus feinen Sanden, Mergelsanden und Thonmergeln, die an einer Stelle Süsswasserfauna (*Limnaea truncatula* etc.) führen. Die Bögen der weiter zurückliegenden Moränen schliessen in sich ebenfalls beckenartige Thalbeginne, so das Ueckerthal im Boitzenburger und das Welse-Thal im Angermünder Bogen. Auch die weit ausgedehnten Thonmergel-Ebenen der Umgegend des Madue-Sees, Pyritzer Weizacker, gehören hierher. In manchen Fällen besassen die Staubecken durch die Endmoräne hindurch

nach S. zu Abfluss. Das grosse Paarsteinbecken hat einen solchen über die thalartige Unterbrechung der Moräne, auf welcher das Kloster Chorin steht, benutzt und in dem vorliegenden Gebiet eine Rinne ausgefurcht, die erst nördlich Eberswalde endigt. Ebenso befindet sich an der Stelle, wo jetzt die Nordablenkung der Oder liegt, ein Gletscherwasserdurchlass durch die Oderberger Moräne. In anderen Fällen endigen diese Thäler vollständig blind an der Endmoräne so z. B. das Ueckerthal.

f) Haidesandlandschaft.

Im schroffsten Gegensatz zu dem vielgestaltigen Charakter der Grundmoränengebiete hinter der Endmoräne steht das Vorland. Weite Ebenen mit geringer Oberflächenbewegung, nur durchfurcht von zahlreichen, tief eingeschnittenen und langgestreckten Rinnen bilden die öde, mit weiten Kieferforsten bestandene »Haidesandlandschaft« oder den Sandr, wie man sich diese Gebiete entsprechend den gleichbenannten Kiesebenen Islands zu bezeichnen gewöhnt hat. Durch ganz Norddeutschland begleitet dieselbe in einem verschieden breiten Streifen den Aussenrand der Moränen.

Der Uebergang von dem Geschiebemergel der Grundmoränenlandschaft resp. der Blockpackung der Endmoräne in die Schotter des »Sandr« geschieht durch auskeilende Wechsellagerung beider, s. Fig. 13. Die von dem stillstehenden Eisrande ständig abschmelzenden Gletscherwässer schütteten in der Nähe der Endmoräne Massen von Geröllen und Grand in hier noch hügeligen Formen auf; je weiter man sich von derselben entfernt, um so flacher werden die Terrainwellen und das Korn der fluvio-glacialen Gebilde wird feiner, bis in noch weiterer Entfernung feine Sande und vollkommen horizontale Flächen dem Winde leichte Gelegenheit zur Bildung von Dünen geben. Erst in weiterer Entfernung von den Endmoränen treten dann meistens wieder neue Geschiebemergelflächen auf. Aus den flachen Becken und schmalen Rinnen der Haidesandlandschaft, die z. Th. aus den Staubecken hinter der Endmoräne gespeist wurden, entwickeln sich Thäler, die mit

ihren hochgelegenen Terrassen Nebenflüsse des Norddeutschland in OW.-Richtung durchsetzenden Urstromgebietes werden.

Die Seen.

Durch die im Vorhergehenden kurz skizzirten Aufschüttungsformen des Inlandeises wird die Entstehung und Gestalt der zahllosen Seen erklärt, welche dem baltischen Höhenrücken und dessen südlich vorgelagerten Gebieten den Namen der »Seenplatte« eingetragen haben.

a) Die Grundmoränenseen sind mit ihren ausserordentlich zerrissenen Umgrenzungen — namentlich wenn man die an die Wasserflächen sich anschliessenden Torfflächen dazu nimmt — und ebenso unregelmässigen Tiefenverhältnissen ein getreues Abbild der coupirten »Grundmoränenlandschaft« und treten dementsprechend hinter den Endmoränen zum grossen Theil abflusslos auf.

b) Ist das Grundmoränengebiet durch Staubeckenlandschaft unterbrochen, so erscheinen hinter den Endmoränen die Stauseen, die mit einfach-gerundeten Umrissen und ausgesprochen flächenhafter Entwicklung eine geringe Tiefe verbinden. Sie sind in ausgezeichneter Weise im uckermärkisch-neumärkischen Moränengürtel entwickelt: Der Grimmnitz-See im Joachimsthaler Bogen, der Paarstein-See im Paarsteiner Bogen u. s. w. Ausserdem gehören hierher wahrscheinlich die grössten Seen Norddeutschlands.

c) Befand sich an Stellen, wo der Stausee an die Moräne tritt, ein Durchlass durch dieselbe, so entwickelte sich vor der Moräne ein Rinnensee von langgestreckter Form und meist bedeutender Tiefe als Gletscherwasserabfluss. Auch ohne Stausee und Durchlass setzen zahlreiche Rinnen an den Endmoränen an und durchschneiden, entweder in mehrfach hinter einander liegende Stücke abgeschnürt oder in geschlossenem Thalzuge den Sandr, der Haidesandlandschaft die einzige Abwechslung verleihend. Ja die Rinnenseen sind auch bei fehlender Beziehung zu Endmoränen in den ebenflächigen Grundmoränengebieten der Mittelmark und Posens in typischer Weise entwickelt. Ihre Thalränder zeigen meist Abschnittsprofile und sind sie dann als durch horizontal gerichtete Wasserwirkung, durch Erosion, entstanden. Eine Eigen-

thümlichkeit der Rinne, dass sie häufig durch Landbrücken in mehrere perlschnurartig an einander gerichtete Abschnitte zerlegt werden, mag auf vertical gerichtete, stürzende Wasserwirkung, auf Evorsion, zurückgeführt werden. Derartige Evorsionsseen kommen ausserdem vereinzelt, auch ohne kettenartige Aneinanderreihung vor.

Mehrfach durchsetzen auch Erosionsrinnen die Grundmoränenlandschaft. Meist jedoch sind in diesem Gebiet die Wände dieser Rinnen mit Grundmoränenmaterial ausgekleidet und derartige Seen oder rinnenartige Thäler sind dann als subglaciale Gletscherflüsse anzusehen. Hierher gehören die in die Drumlinlandschaft eingebetteten Rinnen und die radialgestellten Thäler des uckermärkisch-neumärkischen Moränengürtels, das Ueckerthal, das Welsethal, zum Theil auch das untere Oderthal von Oderberg ab nördlich, das Mantelthal etc.

d) Nehmen die thalartigen Rinnen eine Richtung an, die senkrecht zu der wahrscheinlichen Eisbewegung liegt, und sind sie mit Grundmoränen ausgekleidet, so wird man ihre Entstehung auf den Druck des Eisrandes zurückführen, namentlich wenn ihnen parallel laufend Durchragungen oder endmoränenartige Gebilde nachgewiesen werden können. Es entstehen alsdann Faltenseen.

Die verschiedenen Seentypen kommen jedoch sehr häufig mit einander vergesellschaftet vor: Der Paarstein-See ist in seiner Anlage, als Ausfüllung der centralen Depression des Paarsteiner Endmoränenbogens ein Grundmoränensee, dessen südwestliche Partien durch Stauung der Gletscherwässer und Sedimentation des Gletscherschlammes eingeengt wurden, während seine nördlichen und nordöstlichen Partien sich durch Erosions- und subglaciale Rinnen erweiterten.

Hauptsächliche Litteratur.

1886. E. Geinitz, Ueber Åsar und Kames in Mecklenburg. Arch. Nat. Meckl. 40, S. 115.

1888. G. Berendt, Die südliche baltische Endmoräne in der Gegend von Joachimsthal. Jahrb. d. Preuss. geol. Landesanstalt 1887, S. 301.

1888. F. Wahnschaffe, Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. Ebenda 1887, S. 161.
1888. G. Berendt und F. Wahnschaffe, Ein Ausflug in die Uckermark. Briefl. Mittheilung. Ebenda 1887, S. 363.
1888. G. Berendt, Åsarbildungen in Norddeutschland. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1888, XL, S. 483.
1889. G. Berendt, Die beiderseitige Fortsetzung der südlichen baltischen Endmoräne. Jahrb. d. Preuss. geol. Landesanstalt für 1888, S. 110.
1889. H. Schröder, Ueber Durchragungs-Züge und -Zonen in der Uckermark. Ebenda 1888, S. 166.
1889. F. Wahnschaffe, Die Bedeutung des baltischen Höhenrückens für die Eiszeit. Verhandl. d. VIII. deutschen Geographentages zu Berlin.
1890. K. Keilhack, Der baltische Höhenrücken in Hinterpommern und Westpreussen. Jahrb. d. Preuss. geol. Landesanstalt 1889, S. 149.
1891. F. Wahnschaffe, Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Forschungen zur deutschen Landeskunde. VI. Bd., 1. Heft.
1891. K. Keilhack, Ueber die Lage der Wasserscheide auf der baltischen Seenplatte. Petermann's geogr. Mittheilungen 1891, Heft II.
1892. F. Wahnschaffe, Ueber einen Grandrücken bei Lubasz. Jahrb. d. Preuss. geol. Landesanstalt für 1890, S. 277.
1894. E. Geinitz, Die Endmoränen Mecklenburgs.
1894. H. Schröder, Endmoränen in der nördlichen Uckermark und Vorpommern. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1894, S. 293.
1895. H. Schröder, Ueber Aufnahme der Blätter Gr.-Ziethen, Stolpe, Hohenfinow, Oderberg. Jahrb. d. Preuss. geol. Landesanstalt für 1893, S. LIX.
1895. K. Keilhack, Die baltische Endmoräne in der Neumark und im südlichen Hinterpommern. Ebenda 1893, S. 180.
1895. K. Keilhack, Das Profil der Eisenbahnen Arnswalde-Callies. Ebenda 1893, S. 190.
1896. L. Beushausen, Ueber die Aufnahmen der Blätter Polssen, Passow, Cunow. Ebenda 1894, S. LXII.
1896. G. Berendt, Vier weitere Theilstücke der grossen südbaltischen Endmoräne. Ebenda 1894, S. 222.
1896. G. Berendt und K. Keilhack, Endmoränen in der Provinz Posen. Ebenda.
1897. C. Gagel und G. Müller, Die Entwicklung der ostpreussischen Endmoränen in den Kreisen Ortelsburg und Neidenburg. Ebenda 1896, S. 250.
1897. K. Keilhack, Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. Ebenda 1896, S. 163.
1897. C. Gottsche, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. Mittheil. d. geogr. Ges. in Hamburg XIII.
1898. K. Keilhack, Die Endmoränenzüge Norddeutschlands. Himmel und Erde. Bd. X, Heft 4, S. 145.

IV. Glaciale Hydrographie.

K. K.

Girard gebührt das Verdienst, als Erster darauf hingewiesen zu haben, dass das norddeutsche Flachland von einem Thalsystem durchzogen wird, welches zu dem Verlaufe der heutigen Gewässer nur in sehr losen Beziehungen steht, von Thälern, deren Verlauf im Grossen und Ganzen ein ostwestlicher ist, mit der Modification, dass diese Richtung nur im mittleren Theile Norddeutschlands rein zum Ausdruck gelangt, während sie im Osten ein wenig nach Norden, im Westen etwas stärker in demselben Sinne abgelenkt ist. Girard unterschied drei solcher Thäler, die später von Berendt, dessen Untersuchungen die vollkommene Richtigkeit der Girard-schen Anschauung ergaben, mit den allgemein acceptirten Namen des Glogau-Baruther, Warschau-Berliner und Thorn-Eberswalder Hauptthales bezeichnet wurden, wozu dann noch als viertes und südlichstes das von Berendt als Breslau-Hannover'sches bezeichnete Thal kommt. Berendt hatte richtig erkannt, dass diese Thäler nach einander entstanden sind und zwar so, dass das südlichste derselben das älteste ist und die nach Norden folgenden ein immer geringeres Alter besitzen, und er sprach bereits vor 20 Jahren ganz klar aus, dass diese Thäler von den Schmelzwassern des sich zurückziehenden letzten Inlandeises benutzt wurden, und dass mit dem weiteren Rückzuge desselben eine Verlegung der Abflusswege stattfand. Bei diesem Standpunkte der Erkenntniss blieb es lange Jahre hindurch und erst mit dem Fortschreiten der Specialaufnahmen im Norddeutschen Flachlande aus dem Berliner Gebiete hinaus nach Osten und Nordosten trat eine ausserordentliche Vertiefung der Erkenntniss über Ursache und Entstehung dieser alten Urstromthäler ein. Insbesondere gelang jetzt die Lösung der Frage, welchem Umstande es zuzuschreiben ist, dass die grossen Ströme, die Oder und die Weichsel, mehrfach in verhältnissmässig engen, tief eingeschnittenen »Durchbruchsthälern« die zwischen je zweien der ostwestlichen Urstromthäler gelegenen Höhenrücken durchbrechen und so einen kürzeren Weg zum Meere sich bahnen konnten. Die grosse Differenz in der Höhenlage des Thalbodens

des Urstromthals und desjenigen des heutigen Flussthals in der Nähe dieser Ablenkungsstellen, also beispielsweise bei Niederfinow bezüglich der Oder und bei Fordon bezüglich der Weichsel, bot ausserordentliche Schwierigkeiten für die Erklärung der Stromverlegungen, und es wurden theils postglaciale Krustenbewegungen, theils Strombettveränderungen durch die von Süden her einmündenden Gewässer, theils gewaltsame Durchbrüche nach Norden bei Gelegenheit besonders hoch angeschwollener Wassermassen in den Betten der Urstromthäler zur Erklärung herangezogen. Auch diese Schwierigkeiten fanden durch die von Berendt und Schröder durchgeführte Kartirung der Gegend zwischen Schwedt und Freienwalde a/O. ihre vollkommene Lösung. Dass die grossen ostwestlichen Urstromthäler thatsächlich mit grösseren Stillständen in der Rückzugsbewegung des letzten Inlandeises zusammenhängen, fand seine Bestätigung in der Auffindung zahlreicher entweder in vollem Zusammenhange befindlicher oder in einzelnen Stücken auftretender Endmoränen auf der Höhe der je zwei solcher Thäler von einander scheidenden Landrücken. Dem alten Breslau-Hannover'schen Thale entspricht eine durch kurze Endmoränenstücke in der Altmark und auf dem Fläming angedeutete Stillstandslage des Eises. Zum Glogau-Baruther Thale gehören die von Berendt und Keilhack in der Provinz Posen von Priment über Lissa nach Kalisch nachgewiesenen Endmoränen, zum Warschau-Berliner Thale die Endmoränen im Osten der Provinz Posen, nördlich von Wreschen, sowie im westlichen Theile der Provinz bei Betsche, in der Neumark bei Schwiebus und Züllichau und in der Mittelmark bei Eberswalde, und dem letzten, dem Thorn-Eberswalder Thale schliesslich entspricht der ungeheure Endmoränenzug, der auf der Höhe der Baltischen Seenplatte sich von der jütischen bis zur russischen Grenze verfolgen lässt und nur östlich der Weichsel noch mangelhaft bekannt ist. Besonders die Beziehungen zwischen der zuletzt genannten Endmoräne und dem jüngsten der Urstromthäler sind durch die Specialaufnahmen in Ostpreussen, in Hinterpommern, in der Neumark und Uckermark eingehend bekannt geworden, und es hat sich dabei gezeigt, dass von der Endmoräne ungeheure

Sandebenen (Sandr) sich nach Süden erstrecken, die anfangs die Hochebene bilden, schliesslich ganz unmerklich in Thäler übergehen und als solche nord-südlich gerichtete Thäler endlich mit dem ost-westlich verlaufenden Hauptstrome sich vereinigen. In dem Gebiete zwischen Oder und Weichsel sind es vorzüglich vier solcher grossen, trichterförmigen Sandrmündungen, die sich mit dem Hauptthale verbinden, und noch heute werden alle vier von kleinen, vom Höhenrücken herabkommenden Flüsschen benutzt, nämlich vom Schwarzwasser, welches bei Schwetz, von der Brahe, die bei Bromberg, von der Küddow, die bei Schneidemühl und von der Drage, die bei Driesen das heute z. Th. von der Netze durchflossene alte Stromthal erreichen. Ganz analoge Verhältnisse herrschen, soweit bis jetzt durch die Aufnahmen in Ostpreussen im russischen Grenzgebiete bekannt geworden ist, auch dort, und ebenso wiederholt sich das gleiche Bild von Hochflächen, die durch allmählichen Uebergang in Seitenthäler des Hauptthales sich verwandeln, in dem ganzen westlich der Oder gelegenen südlichen Theile des Baltischen Höhenrückens. Die diluvialen Thalböden dieser seitlichen Zuflüsse besitzen eine starke Neigung nach Süden und fallen im Hauptthale schliesslich mit anderen Thalsandflächen zusammen, die diesem angehören, aber vollkommen im gleichen Niveau liegen, sodass ein ursächlicher und zeitlicher Zusammenhang beider unabweisbar ist. Es ist damit der vollkommene Beweis erbracht, dass die ost-westlichen Urstromthäler in innigem Zusammenhange mit Stillstandsperioden im Rückzuge des letzten Inlandeises stehen.

Gleich beim Beginn der Aufnahmen im Odergebiete wurde an mehreren Stellen die Beobachtung gemacht, dass die Thalsandflächen eines und desselben Thales, ganz abgesehen von der in der Gefällrichtung liegenden Neigung, auch in Querschnitte des Thals nicht ein und dasselbe Niveau besitzen, sondern in wechselnden Höhen auftreten, und es wurde sehr bald erkannt, dass diese verschieden hoch gelegenen Thalsandflächen stellenweise mit steilabgeböschten Stufen aneinander abstossen, und dass ferner in den verschiedenen Gebieten eines und desselben Thales diese alsbald als Terrassen erkannten Thalsandflächen in ihrer Höhenlage

eine ausserordentliche Uebereinstimmung zeigen. Bei der weiteren Verfolgung der einzelnen Terrassen ergab es sich nun weiter, dass dieselben in den Urstromthälern nach Osten hin allmählich ansteigen, dass sie ebenso in den vom Höhenrücken herabkommenden Thälern gegen die Endmoräne hin ansteigen und dass in dem heutigen Oderthale jede einzelne Terrasse nach Norden hin ein plötzliches Ende findet, und zwar liegt dieses Ende an derjenigen Stelle des Thals, wo an dasselbe beiderseits eine Endmoräne herantritt. In der Uckermark und Neumark ist die Baltische Endmoräne, wie oben ausgeführt, doppelt entwickelt, d. h. es hat sich hier die Rückzugsbewegung in zwei Etappen vollzogen, wobei der Aufenthalt an der Stelle der rückwärts belegenen Endmoräne wahrscheinlich weitaus kürzer war, als an der Stelle, wo die Hauptendmoräne des Baltischen Höhenrückens liegt. Diejenige Terrasse, die sich an die letztgenannte Endmoräne (Chorin-Liepe-Hohensathen) anschliesst, bezeichnet also mit ihrer Höhenlage dasjenige Niveau, bis zu welchem die im Thorn-Eberswalder Thale sich bewegenden Wassermassen hinaufreichten; es ist das die Höhe von 40 Metern. In dieser Höhe liegt die Oberfläche des heutigen Trockenthales bei Eberswalde, westlich von der Ablenkungsstelle der Oder, in demselben Niveau liegt die höchste Thalsandstufe, die sich an die Lieper Endmoräne anschliesst, dieses Thalsandniveau lässt sich bis in die Gegend von Frankfurt a/O. nach Süden und bis in die Gegend von Driesen und Birnbaum im Warthe- und Netzethale nach Osten verfolgen. Erst von da ab tritt im heutigen Warthe-, Netze- und Oderthale ein Ansteigen ein, während nach Westen hin, in der Richtung auf das heutige Rhinluch zu, die 40-Meterstufe noch meilenweit constant bleibt und erst in der Gegend von Oranienburg eine langsame Senkung nach Westen hin einsetzt.

Wir dürfen aus diesem Verhalten der höchsten Thalsandflächen schliessen, dass das Gebiet des heutigen Oder- und Warthebruches, welches bis 30 und mehr Meter unter dem Niveau der höchsten Thalsandstufe liegt, in der Zeit, in der der Eisrand auf der Hauptendmoränenlinie des Baltischen Höhenrückens lag, einen ungeheuren See von vielen Quadratmeilen

Oberfläche, 10 Meilen nordsüdlicher und 20 Meilen ostwestlicher Länge, und bis zu 40 Meter Tiefe bildete, einen See, in welchen von Osten her eine ungeheure Wassermenge einmündete, die sich aus den Schmelzwassern des Eisrandes zusammensetzte auf einer Linie von der Neumark bis tief nach Russland zur Wasserscheide mit dem nördlichen Eismeer und dem Aralo-Caspischen Becken, noch vermehrt durch die Weichsel und ihre Nebenflüsse, die in der Gegend von Thorn in dieses Eisrandthal einmündeten. Von Südosten her war ein zweiter Zufluss dieses grossen Sees die Oder, und über die Eberswalder Pforte wurden die überschüssigen Wasssermassen des Sees nach Westen hin abgeführt. Das Stauseebecken selbst diente als Reservoir für die von den einmündenden Strömen mitgeführten groben Massen, während bei der ungeheuren Menge der zuströmenden Wasser in dem ganzen Becken eine so starke Bewegung herrschen musste, dass die feineren, thonigen Theile, die Gletschertrübe, nicht zum Absatze gelangen, sondern durch die Abflusspforte wieder mit entfernt werden konnten. Dieses Seebecken konnte bei der enormen Grösse der von ihm eingenommenen Fläche und bei seiner Tiefe nur unvollkommen durch die von den Zuflüssen mitgeführten Sand- und Schottermassen ausgefüllt werden, und zwar concentrirte sich diese Ausfüllung da, wo grössere oder kleinere Wassermassen in den See einmündeten, also an denjenigen Stellen, wo die Oder, der mit der Weichsel vereinigte Urstrom und die von der Endmoräne direct in den Stausee fliessenden Eisschmelzwasser mündeten, vor allen Dingen also auch da, wo an der Stelle des heutigen »Oderdurchbruchthales« der wahrscheinlich stärkste subglaciale Schmelzwasserstrom dem Eisrande an der tiefsten Stelle seiner damaligen Stillstandslage entströmte. Die Ausfurchung dieses stellenweise mehrere Meilen breiten Ostwestthales setzt ausserordentlich starke Wasserkräfte voraus, aber wir sind vollkommen berechtigt, mit denselben zu rechnen, wenn wir erwägen, dass die Niederschläge eines ungeheuren Gebietes durch dieses Urstromthal schliesslich ihren Weg nehmen mussten. Alle Niederschläge, die auf der Oberfläche des Inlandeises innerhalb der durch die Eisscheide auf der Schwedisch-

Norwegischen Grenze eingeschlossenen Fläche fielen, ebenso wie die südlich der Finnisch-Russischen Eisscheide fallenden Niederschläge mussten ja, so weit sie nicht durch Verdunstung in die Atmosphäre zurückgelangten, in flüssiger Form dem Eisrande entströmen und sich im Randthale desselben vereinigen. Dazu kommen dann noch die von Süden nach Norden strömenden Flüsse, die gleichfalls diesen Weg zu nehmen gezwungen waren, das heisst also mit anderen Worten, die Wassermassen, die durch diese Urstromthäler sich bewegten, mussten mindestens so gross gewesen sein, wie die gesammten Wassermengen aller in die Ostsee einmündenden Ströme Skandinaviens, Finnlands, Russlands und des nordöstlichen Deutschlands. Wenn aber, wie wahrscheinlich, die Niederschlagsmengen während der Eiszeit beträchtlicher waren wie heute, so müssen wir uns diese Wassermassen noch mit dem entsprechenden Factor multiplicirt vorstellen. Diese enormen Wasserquantitäten aber, die die grössten Ströme Europas wesentlich übertreffen, dürften zur Erklärung der grossartigen Thalausfurchung mehr als genügend sein. Es kann für unseren Zweck vollständig dahingestellt bleiben, wie weit das uns hier zunächst beschäftigende und die südlich davon gelegenen älteren Urstromthäler bereits durch die vorhergehenden Eiszeiten angelegt oder durch tektonische Ursachen bedingt waren.

Gebiet der unteren Oder.

Wir kehren nunmehr zu der Entwicklungsgeschichte des Gebietes der unteren Oder zurück. Nachdem das Eis, zu weiterem Rückzuge gezwungen, die Hauptendmoräne des Baltischen Höhenrückens und die Boitzenburg-Angermünder Endmoräne verlassen hatte, zog es sich einige Meilen weit zurück, um dann abermals eine kurze Pause in der Rückwärtsbewegung eintreten zu lassen. Während dieser Pause wurde eine stark bogige Endmoräne geschaffen, welche in ziemlich gutem Zusammenhange aus der Gegend nördlich Prenzlau über Pencun nach der Gegend von Pyritz verfolgt worden ist. An diese Endmoräne schliesst sich eine Thalsandterrasse an, die etwa 20 Meter tiefer liegt als die ältere der

Hauptendmoräne correspondirende Thalsandstufe, und dadurch den Beweis liefert, dass durch diese Rückzugsbewegung eine Senkung des Wasserspiegels um den gleichen Betrag stattgefunden haben muss. Hier liegt der einzige noch unklare Punkt in der Entwicklungsgeschichte dieser Terrassen und Thäler, denn es ist nicht möglich, unter den heutigen Verhältnissen einen Abfluss dieser um 20 Meter mit ihrem Spiegel tiefer liegenden Wassermassen nach Westen hin aufzufinden, während ein solcher nach Norden hin zur Ostsee durch das dieselbe erfüllende und das Land südlich von ihr noch vollständig bedeckende Inlandeis noch vollkommen ausgeschlossen war. BEUSHAUSEN ist geneigt, postglaciale Krustenbewegungen zur Erklärung dieser Schwierigkeit anzunehmen, durch welche der Mangel eines heute erkennbaren Abflusses in diesem Niveau erklärlich gemacht werden soll, während der Schreiber dieses sich einer solchen Auffassung vorläufig noch nicht anschliessen möchte. Ausserordentlich viel klarer gestaltet sich die Fortsetzung der Geschichte des unteren Oderthals für die Zeit weiterer Rückzugsbewegung des Eisrandes. Durch die Specialaufnahmen des Verfassers östlich vom Stettiner Haff in Verbindung mit Uebersichtsaufnahmen in dem Gebiete zwischen Gollnow und Kolberg, ergänzt durch die Aufnahme eines drei Blätter breiten Streifens, der in Hinterpommern von der südlichen Abdachung des Baltischen Höhenrückens bis zur Ostseeküste sich erstreckt (in der Richtung Neu-Stettin, Bublitz, Pollnow, Schlawe, Rügenwalde), konnte die Entwicklungsgeschichte der Hydrographie Pommerns ziemlich vollständig erklärt werden. Diese Resultate, über die ich hier zum ersten Male berichte, werden in einer bereits im Druck befindlichen, mit einer Anzahl von Karten ausgestatteten Publication der Geologischen Landesanstalt in ausführlicherer Form demnächst veröffentlicht werden; ich beschränke mich daher hier auf eine mehr referirende Darstellung des Ganzen: In der Gegend des heutigen Stettiner Haffes liegen, nach Osten und nach Westen hin an dasselbe sich anschliessend, ungeheuere Sandgebiete, die sich vom Haffspiegel bis auf 25 Meter Meereshöhe erheben und an den Rändern des Plateaus noch beträchtlicher (bis zu 40 Meter) emporsteigen. Ich fasse diese im Norden

durch die Inseln Usedom und Wollin begrenzten Sandebenen zusammen mit dem Haff und den dasselbe umkleidenden gewaltigen Moorflächen als die centrale Depression eines im Gebiete der unteren Oder sich südlich bewegenden, gegenüber der Gesammtheit des Inlandeises einigermaassen individualisirten Gletschers auf, den man wohl als den grossen Odergletscher bezeichnen könnte. Es haben im Randgebiete des Nordeuropäischen Inlandeises in dieser Periode des Rückzuges sicherlich ganz ähnliche Verhältnisse obgewaltet, wie am Rande des heutigen Grönländischen Inlandeises mit seinen individualisirten Eisströmen, oder wie am Rande des sich zurückziehenden Nordamerikanischen Inlandeises, wo ebenfalls eine Reihe grosser Eisloben unterschieden und namentlich benannt werden. Diesem grossen Odergletscher würde der halbkreisförmige Endmoränenbogen zwischen Fürstenwerder in der Uckermark und Nörenberg im vorderen Hinterpommern entsprechen. Den radialen Verlauf der Eisbewegung innerhalb dieses Odergletschers habe ich nach dem Verlaufe der Drumlins und Åsar in dem Kärtchen Seite 106 darstellen können. Als dieser grosse Odergletscher sich auch auf der dritten oder gar vierten Endmoräne nicht länger halten konnte, erfolgte ein rascher Rückzug seines Randes bis zu einer Linie, die von der heutigen Ostseeküste nur noch etwa 25 — 30 Kilometer entfernt und durch die Lage der Städte, resp. Ortschaften Plathe, Gülzow, Pribbernow, Alt-Sarnow, durch den Südrand der Inseln Usedom und Wollin, weiterhin durch die Lage von Friedland in Mecklenburg und Demmin in Vorpommern gekennzeichnet ist. Die Linie dieses Stillstandes ist durch typische Endmoränenstücke und durch Endmoränen - artige Durchragungen hinreichend charakterisirt. Durch diesen Rückzug des Eises wurde der grössere Theil der centralen Depression vom Eise frei. Da der Boden derselben aber zu einem grossen Theile unter dem Niveau des heutigen Meeresspiegels lag, so musste diese gewaltige Wanne sich alsbald mit den Schmelzwassern des Eises füllen und zwar so weit, bis die Wasser entlang dem Eisrande einen Abfluss finden konnten. Die bisherigen Untersuchungen haben ergeben, dass diese Abflusslinie sich jetzt nicht mehr südlich vom Baltischen Höhen-

rücken befand, sondern vielmehr am Fusse seiner nördlichen Abdachung zwischen ihm und dem an diesen Fuss sich anlehnenden Eisrande, und zwar muss die niedrigste Stelle dieses Abflussweges in einer Meereshöhe von etwa 20—25 Meter gelegen haben. Die Lage dieses Abflussweges wird durch das Mecklenburgisch-Pommersche Grenzthal, welches bei Friedland aus der centralen Depression des Haffes heraustritt und bei Ribnitz etwas östlich von Rostock die heutige Ostsee erreicht, bezeichnet. Durch diese Tieferlegung des Abflussniveaus musste die bei 40 Meter Meereshöhe gelegene Eberswalder Pforte natürlich sofort ausser Thätigkeit gesetzt werden, und die gesammten Wassermassen, die bisher durch das Thorn-Eberswalder Hauptthal über Eberswalde zum unteren Elbthale hin sich bewegt hatten, mussten nunmehr ihren Weg vermittelst der subglacial geschaffenen, ursprünglich nach Süden hin geneigten, tief ausgefurchten Rinne des heutigen unteren Oderthals, zum Theil vielleicht auch durch das Randowthal, nach Norden hin nehmen und nunmehr in den Haffstausee einmünden, um aus demselben auf dem angegebenen Wege weiter nach Westen zu fliessen. Der Strom, der auf diese Weise durch das untere Oderthal in den See einmündete, war aber bei weitem nicht mehr so wasserreich wie zu der Zeit, als das Eis die Hauptendmoräne des Höhenrückens schuf, denn jetzt lag der Höhenrücken selbst zwischen dem Thorn-Eberswalder Urstromthale und dem Eisrande, und die Schmelzwasser des letzteren gelangten jetzt nur noch aus dem östlich der heutigen Weichsel gelegenen Theile des Inlandeises in denselben hinein. Wo aber blieben diejenigen Schmelzwassermassen, die zwischen Weichsel und Oder dem Eisrande entströmten, Wassermassen, deren Menge bei der über 300 Kilometer betragenden Länge dieser Strecke nicht unbedeutend gewesen sein kann? Diese Frage glaube ich gelöst zu haben durch die Entdeckung eines neuen, bisher völlig unbekannten Urstromthales, welches sich nördlich vom Baltischen Höhenrücken aus der Gegend nördlich von Karthaus, immer parallel der Küste bis zur Einmündung in den Haffsee, verfolgen lässt. Ich nenne dieses neue, etwa 300 Kilometer lange Thal, welches zum grössten Theil in Hinterpommern liegt, zusammen mit seiner westlichen nochmals

150 Kilometer langen Fortsetzung im Mecklenburgisch-Vorpommerschen Grenzthale, das Pommersche Urstromthal.

Das Pommersche Urstromthal beginnt im Osten nördlich von der Stelle, an welcher der Baltische Endmoränenzug nordwestlich von Karthaus seinen nördlichsten Punkt erreicht, in einer Meereshöhe von ungefähr 150 Meter. Sein Lauf bis zur Erreichung des Beckens der heutigen Ostsee setzt sich aus vier Stromstücken und drei zwischen denselben eingeschalteten Stauseen zusammen. Die Stromstücke liegen in einer Einsenkung, deren Südrand von der Moränenlandschaft des Höhenrückens, deren Nordrand theilweis vom Rande des Inlandeises gebildet wurde. Da, wo sich riegelartige Ausläufer des Höhenrückens von bedeutenderer Erhebung nach Norden vorschoben, an welche nach Osten hin beträchtlich tiefer gelegene Flächen angrenzten, fand die Bildung eines normalen Thales durch die Abschmelzwasser in diesem Riegel einen Widerstand, und sie wurden hinter demselben so lange aufgestaut, bis sie die tiefste Stelle des Riegels erreicht hatten und über diesen einen weiteren Abfluss nach Westen hin nehmen konnte. Das erste Stromstück liegt zwischen dem oben genannten Beginne des Urthales und erstreckt sich von dort bis in die Gegend nördlich von Kremerbruch zwischen Bütow und Rummelsburg, auf welcher Strecke es sich von 150 auf 120 Meter senkt. Dann folgt der östlichste Stausee in einer Meereshöhe von 120 Meter mit einer Längenausdehnung von 30—40 Kilometer. Dieser wurde veranlasst durch einen bis 180 Meter hohen, aus der Moränenlandschaft südlich von Pollnow nach Norden auf Varzin zu sich vorschiebenden Sporn, dessen tiefste Stelle zwischen Pollnow und der Haltestelle Kaffzig der Schlawe-Neu-Stettiner Bahn lag. Von hier aus verlief das Urstromthal in ost-westlicher Richtung unter Bildung zweier scharfen Kniee nach Westen bis in die Gegend von Gross-Tychow bei Belgard unter gleichzeitiger Senkung des Thalbodens von 120 auf 60 Meter. Hier veranlasste ein westlich von Belgard über Gross-Rambin nach Norden vorspringender Ausläufer der Moränenlandschaft des Höhenrückens abermals einen Aufstau der Wasser zu einem ausgedehnten dreizipfligen See, durch dessen Gebiet heute, 30 Meter unter den Thalsandterrassen

des alten Stausees, die Persante fliesst. Durch einen schmalen, genau in 60 Meter Meereshöhe liegenden Wasserpass flossen die Gewässer weiter nach Westen hin ab und erreichten westlich von Naugard unter Senkung ihres Thalbodens bis auf 25 Meter den dritten und grössten Stausee, als dessen letzten Rest wir heute das Stettiner Haff vor uns sehen. In diesen Stausee mündeten, wie bereits bemerkt, zugleich von Süden her die vereinigten Oder-Weichselgewässer ein, um von hier aus über Friedland und Demmin in nordwestlicher Richtung dem heutigen Ostseebecken zuzustreben. Es ist aber in hohem Maasse wahrscheinlich, dass in der Lübecker Bucht in dieser Zeit noch ein vierter, westlichster Stausee in etwa 15—20 Meter Meereshöhe sich befand, welcher die gesammten Wassermassen aufnahm und dieselben zum Theil durch das von dem in Bau begriffenen Elb-Travekanal benutzte Stecknitzthal zum unteren Elbthal abführte, welches bei Lauenburg erreicht wurde, zum Theil auch zwischen der jütischen Halbinsel und dem Eisrande nach Norden hin in das Kattegat entliess. Die genauere Lage dieser westlichen Abflussrinnen bedarf noch näherer specieller Untersuchungen.

In der Umrandung des Stettiner Haffes finden sich ausser dieser höchsten Thalterrasse noch zwei weitere, deren höhere zwischen 10 und 15 Meter Meereshöhe besitzt, während die tiefere zwischen 5 und 8 Meter ü. M. sich ausdehnt, mit ihren tiefsten Stellen in die alluviale Moorumrandung des Haffes sich hineinzieht und unter dieselbe untertaucht. Diese beiden Terrassen verdanken ihre Entstehung kleineren Rückzugsbewegungen des Eises, durch welche nördlicher gelegene Landflächen in tieferem Niveau eisfrei wurden, sodass das Abflussniveau des Stausees tiefer gelegt und sein Spiegel um den betreffenden Betrag gesenkt wurde. Wahrscheinlich lag der Abfluss zur Zeit der Entstehung der mittleren Terrasse in dem von Anklam aus nach Westnordwest sich erstreckenden Peenethale und zur Zeit der jüngsten Terrasse in dem Strelasunde, der heute die Insel Rügen vom pommerschen Festlande trennt. Auch die genauere Feststellung dieser Abflussverhältnisse wird Sache zukünftiger Untersuchungen sein.

Auf engem Raume zusammengedrängt treten uns die drei be-

sprochenen Terrassen des Haffstausees in der Umgebung des Städtchens Pölitz, nördlich von Stettin entgegen. (Siehe die beigegebene Karte.) Das Stettiner Tertiärplateau schiebt sich bis zum Dorfe Messenthin nach Norden hin vor und es legt sich an dasselbe zunächst die zwischen 20 und 25 Meter Meereshöhe besitzende höchste Terrasse an, die von dem Seite 59 besprochenen Eisenbahneinschnitte durchschnitten wird. Die Terrasse setzt sich von Messenthin aus am Plateaurande hin fort und verbreitert sich bei dem Dorfe Zedlitzfelde zu einer grösseren, nach der Hochfläche hin schwach ansteigenden und an derselben bis 40 Meter Meereshöhe erreichenden Ebene. Wenn man von Zedlitzfelde den Weg nach Pölitz einschlägt, so kommt man am Waldrande an eine Stelle, wo die mittlere und höchste Terrasse auf grösserer Strecke mit einer scharfen Terrainstufe von 5—6 Meter Höhe aneinander abstossen. Die mittlere Terrasse mit 10—15 Meter Meereshöhe zieht sich von hier aus bis zur Stadt Pölitz hin und besitzt eine ziemlich complicirte Zusammensetzung insofern, als in der Ebene der Terrasse auch eine Anzahl von Platten oberen Geschiebemergels liegen und der Thalsand selbst kleinere und grössere Thonlager enthält, die von mehreren Ziegeleien ausgebeutet werden. In der Nähe der von Pölitz nach Jasenitz führenden Strasse fällt die mittlere Terrasse ebenfalls wieder mit einer ausgesprochenen Terrainstufe gegen die unterste Terrasse ab, die auf dieser Seite der Oder allerdings nur eine geringe Flächenentwickelung besitzt, auf der anderen Seite des Haffes aber eine Ausdehnung bis zu einer Meile und darüber erlangt. Bei Pölitz taucht diese nur einige 100 Meter breite Thalsandstufe unter die ausgedehnten Moorflächen unter, die seit dem Anfange der Alluvialzeit einen grossen Theil des Stettiner Haffes landfest gemacht haben.

Die verschiedenen Eisrandlagen während dieser drei Perioden lassen sich mit ziemlicher Sicherheit an einer Reihe von Stellen auf Grund des Verlaufes der kleineren Hinterpommerschen Thäler und der Niveauverhältnisse der in denselben auftretenden Terrassen erkennen. Den sichersten Anhalt für die Feststellung einzelner solcher Eisrandlagen, bis auf einen Kilometer Genauigkeit, gewinnt man an solchen Stellen, wo der Eisrand auf nach Norden abge-

dachten Flächen auflag und die demselben entströmenden Schmelzwasser mächtige Terrassen aufschütteten, die sich an den Eisrand anlehnten und nach dem weiteren Rückzuge des Eises mit ihrem Nordrande das nach Norden folgende Terrain überragten, sodass man heute Thalböden vor sich sieht, die zwar im Süden eine Begrenzung haben, nach Norden hin aber gewissermaassen in der Luft schweben und von niedriger gelegenem Vorlande begrenzt werden. Es ist klar, dass solche Verhältnisse, die an ähnliche Erscheinungen in den Alpen erinnern, sich nur dadurch erklären lassen, dass der ehemals vorhandene Eisrand die nördliche Begrenzung des Thales bildete, die durch Abschmelzung vollkommen verschwunden ist. Mit Benutzung dieser in Hinterpommern an zahlreichen Stellen beobachteten Verhältnisse (bei Krangen nördlich von Pollnow liegt der Nordrand eines solchen Thalbodens in 100 Meter Meereshöhe, während das nördliche Vorland um 40—60 Meter tiefer liegt) war es mir möglich, für die Hauptstadien des Oderstausees die Eisrandlage mit all' ihren einzelnen Gletscherzungen für die ganze Strecke vom Haff bis zur westpreussischen Kassubei mit grosser Sicherheit zum Ausdruck zu bringen. Ich verweise in dieser Beziehung auf eine dem im Druck befindlichen Werke beigegebene Karte, in welcher ich die verschiedenen Eisrandlagen einzutragen versucht habe. Es verdient noch erwähnt zu werden, dass ich in diesem ganzen Gebiete keine Beobachtungen gemacht habe, die zur Annahme nachträglicher durch Krustenbewegungen veranlasster Deformation der Terrassen, etwa nach Art der verbogenen Strandlinien gewisser alpiner und nordamerikanischer Glacialseen, zwingen [1]).

Der weitere Verlauf der Rückzugsbewegung in Hinterpommern vollzog sich in der Weise, dass das Maass der Zurückweichung des Eisrandes in der Richtung von Westen nach Osten für jede einzelne Phase ein weit beträchtlicheres war, als dasjenige von

---

[1]) In der Nähe der Danziger Bucht scheinen jugendliche Bewegungen stattgefunden zu haben, durch welche einmal die Danziger Bucht eine beträchtliche Senkung erfuhr, und sodann das Rheda-Lebathal aus einem durchgehenden Ostwestthale in ein nach 2 Seiten entwässerndes Thal mit in 50 Meter Höhe liegender Thalwasserscheide verwandelt wurde. K. K.

Süden nach Norden, sodass die einzelnen Linien, die die Eisrandlagen fixiren, in der Richtung nach Ost-Nordost mit einander convergiren, und ihre Abstände je weiter nach Westen um so grösser werden, eine Bewegung also, wie sie dem supponirten Baltischen Eisstrome vollkommen entspricht. Ich glaube aussprechen zu können, dass diese baltische Richtung der Eisbewegung sich wenigstens auf der deutschen Seite der Ostsee auf das Becken derselben und einen Küstenstreifen von 10—60 Kilometer Breite beschränkte, während südlich von diesem Gebiete die Bewegung der einzelnen Eisströme zum Theil eine rein nordsüdliche und im Oderbogen sogar (vergleiche das Eisbewegungskärtchen in meiner Drumlinarbeit) local nach Südosten gerichtet war.

Hinterpommern wird von einem ausserordentlich complicirten Systeme von Thälern durchzogen, die sich in zwei grosse Gruppen trennen lassen. Die einen besitzen einen im allgemeinen ostwestlich, also spitz zum Verlaufe der Küste gerichteten Lauf und sind zweifellos Thäler, die entlang dem Südrande des Inlandeises während der verschiedenen Rückzugsphasen ausgefurcht wurden. Ein zweites Thalsystem besitzt einen annähernd nord-südlichen Verlauf und stellt subglaciale Schmelzwasserrinnen dar. Mit jeder kleinen Rückzugsbewegung des Eises wurden den Wassern durch die frei gewordenen subglacialen Rinnen aus den südlicher gelegenen Randthälern neue, bequemere, weil tiefer gelegene Abflusswege nach Norden hin bis zum nächsten Randthale eröffnet, und aus der Combination dieser beiden Arten von Thälern erklärt sich in ungezwungener Weise der sonst gar nicht zu verstehende, complicirte Lauf der hinterpommerschen Küstenflüsse, die nacheinander 2, 3 und 4 solcher Längsthäler streckenweise benutzen und in engen, nordsüdlich verlaufenden Thälern von einem Längsthale zum anderen sich durcharbeiten. Es ist unmöglich, ohne Beigabe von Specialkarten ein anschauliches Bild von der Entwicklung der heutigen Hydrographie aus derjenigen der Eiszeit zu geben und ich muss desshalb wiederum auf das demnächst erscheinende, mit reichen Kartenbeigaben ausgestattete Werk hinweisen. Dasselbe gilt bezüglich der Geschichte der

beiden östlich gelegenen hinterpommerschen Stauseen, die durch die Rückzugsbewegung des Eises ebenfalls mehrfach Senkungen ihrer Wasserspiegel erfuhren und dem entsprechend mehrere nach einander entstandene Terrassen mit zum Theil recht beträchtlichen Niveauunterschieden zeigen. Hinterpommern war wahrscheinlich bereits ganz vom Eise befreit, als dasselbe sich im Osten, im Weichselgebiete, erst soweit zurückgezogen hatte, dass die mächtige, subglaciale Schmelzwasserrinne des heutigen unteren Weichselthals zwischen Fordon und Dirschau vollständig eisfrei und damit den Wassern der Weichsel ein neuer Weg gewiesen wurde, auf dem sie nunmehr ohne jeden gewaltsamen Durchbruch nach Norden abfliessen konnten. Diese grosse subglaciale Rinne lag mindestens 20 Meter tiefer als der durch ungeheuere Thalsandterrassen zwischen Thorn und Bromberg in 70 Meter Meereshöhe deutlich als ältester gekennzeichneter Thalboden des alten Thorn-Eberswalder Hauptthals, und es waren keinerlei Veränderungen dieses Thales nöthig, um die ganzen von Osten und Süden her kommenden Wassermassen von ihrem alten Wege ab und in ihr neues nord-südliches Bett hinein zu lenken. Es erscheint mir als ein Hauptgewinn dieser Untersuchungen, dass durch dieselben für das untere Oder- und untere Weichselthal die Annahme irgend eines katastrophenartigen Ereignisses durch eine natürliche und einfache Erklärung Ersatz findet.

Für die späteren Forschungen auf dem Gebiete der diluvialen Hydrographie Norddeutschlands und ihren Zusammenhang mit den heutigen Wasserabflussverhältnissen, bleiben noch recht beträchtliche Aufgaben zu lösen übrig. Die eine derselben besteht darin, für das Glogau-Baruther und das Warschau-Berliner Hauptthal die einzelnen Entwickelungsphasen in derselben Weise klar zu legen, wie dies jetzt für das Thorn-Eberswalder Thal erfolgt ist. Eine zweite Aufgabe wird darin bestehen, für das älteste, südlichste der alten Urstromthäler, welches durch die südliche Lausitz an der Grenze des Königreichs Sachsen verläuft und südlich vom Fläming bis in die Gegend von Schönebeck sich erstreckt, den weiteren Verlauf nach Westen hin zur unteren Weser festzustellen, und eine dritte Aufgabe wird die Klarlegung der

alten Hydrographie in dem grossen Gebiete zwischen Harz und Thüringer Walde in's Auge zu fassen haben, wo bereits eine Menge von Einzelbeobachtungen über von dem heutigen gänzlich verschiedenen Verlauf einer Reihe von Flussthälern vorliegen. Hier können die schönen Untersuchungen und Resultate der Sächsischen Landesaufnahme über den Verlauf der diluvialen Elster, Mulde und Pleisse als Muster dienen. Auch die durch die Haupteiszeit veranlassten Veränderungen der Hydrographie bieten zahlreiche interessante Probleme, denn es ist in hohem Maasse wahrscheinlich, dass zur Zeit der Hauptausdehnung der zweiten und grössten Vereisung die Schmelzwässer an dem an die Sudeten sich anlegenden Eisrande ihren Weg nach Südosten nahmen und zum Theil durch den Weissenkirchener Pass nach Oesterreich und zur Donau, zum Theil durch Galizien entlang dem Nordrande der Karpathen ihren Weg in beiden Fällen zum Schwarzen Meere nahmen. Es erscheint als eine reizvolle Aufgabe, die diluviale Wasserscheide während der einzelnen Eiszeiten und der einzelnen Phasen derselben zum Gegenstand einer Uebersichtskartendarstellung zu machen, weil dieselbe vielleicht geeignet sein würde, auf die Geschichte der grossen Wasserbecken im Südosten Europas ein helles Licht zu werfen.

Wichtigste Litteratur zur alten Hydrographie des nordöstlichen Deutschland.

1824. Hoffmann, F., Geognostische Beschreibung der Hervorragungen des Flötzgebirges bei Lüneburg und bei Segeberg, mit einem Anhange über die Richtung der norddeutschen Flussthäler und die Lüneburger Haide. Gilbert's Annalen XVI, S. 55—73.

1844. Girard, H., Ueber den ehemaligen Lauf der Oder. Verh. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin, Neue Folge I, S. 122—126.

1855. Girard, H., Die norddeutsche Ebene, insbesondere zwischen Elbe und Weichsel geologisch dargestellt. 8⁰. Berlin 1855.

1870. Berendt, G., Ueber Wasserläufe im norddeutschen Flachlande zur Diluvialzeit. Schriften d. phys. ökon. Ges. Königsberg XI, S. 9.

1877. Berghaus, A., Die frühere Oberflächengestalt der Mark Brandenburg. Gaea XIII, S. 281.

1879. Berendt, G., Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXI, S. 1.

1880. Delitsch, O., Deutschlands Oberflächenform. 8⁰. Breslau 1880.

1881. Berendt, G., Die Sande im norddeutschen Flachlande und die grosse diluviale Abschmelzperiode. Jahrb. d. geol. Landesanstalt für 1881, S. 482.

1885. Berendt, G., und Dames, W., Geognostische Beschreibung der Umgegend von Berlin. 8⁰. Berlin.

1886. Keilhack, K., Ueber alte Elbläufe zwischen Magdeburg und Havelberg. Jahrb. d. geol. Landesanstalt 1886, S. 236.

1891. Vargés, W., Der Lauf der Elbe im norddeutschen Flachlande. Programm. 4⁰. Ruhrort 1891 u. 1892.

1893. Schröder, H., Mittheilung über Aufnahmen auf den Blättern Gr.-Ziethen, Stolpe, Hohenfinow und Oderberg. Jahrb. d. geol. Landesanstalt für 1892, S. LIX.

1895. Beushausen, L., Mittheilung über die Aufnahme der Blätter Polssen, Passow und Cunow. Jahrb. d. geol. Landesanstalt für 1894.

1897. Wahnschaffe, F., Mittheilung über Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Gegend von Obornick in Posen. Dieses Jahrb. für 1896.



Abhandlungen

von

ausserhalb der Königl. geologischen Landesanstalt stehenden Personen.



Ueber norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda.

Von Herrn **F. Rinne** in Hannover.

II. Untersuchungen im südlichen Theile des Gebietes und Zusammenstellung von Beobachtungen im Gesammtgebiete.

Auf der von Deutschland eingenommenen Erdfläche trat bekanntermaassen nach den Schichtenfaltungen der Carbonzeit, die in ursächlichem Zusammenhange mit dem Empordringen gewaltiger Eruptivmassen waren, und nach den sich anschliessenden ausgedehnten, magmatischen Ergüssen zur Zeit des Rothliegenden eine durch die langen Perioden der Trias-, Jura- und Kreidezeit andauernde Ruhepause in der Erdrindenbewegung und Eruptionsthätigkeit ein, bis in der Tertiärzeit hier, wie an so vielen anderen Stellen der Erde, eine stellenweise ungemein ausgiebige Lagenveränderung der Schichten sich vollzog, die reichliche Eruptionserscheinungen auf der Erdoberfläche einleitete. Auch der jetzt vom Flussgebiete der Werra und Fulda und des Oberlaufes der Weser eingenommene Landstrich war damals der Schauplatz gewaltiger Ausbrüche natürlicher Schmelzmassen. Es entstanden zahlreiche Vulkane, von denen einer, der Vogelsberg ganz im Süden, vielleicht über Aetnagrösse erreichte[1]), und ausgedehnte Ergüsse, schätzungsweise bis zu 300 Meter Mächtigkeit, breiteten

[1]) Lepsius, Geologie von Deutschland I, 359.

sich auf dem Untergrunde aus. Noch jetzt geben die Zeugen jener längst vergangenen, vielbewegten Zeit mancherorts der erwähnten Gegend ihr landschaftliches Gepräge.

Da dies inmitten Deutschlands gelegene Eruptionsgebiet petrographisch noch recht unvollständig bekannt war, wurde geplant, einen Beitrag zur Weiterführung dieser Kenntnisse zu geben. Auf zahlreichen Wanderungen in den letzten zehn Jahren habe ich viele Vorkommnisse im nördlichen Theile des grossen Basaltgebietes, welches Werra und Fulda entwässern, in der Absicht aufgesucht, die typischen Erscheinungen im geologischen Auftreten der Eruptionsbildungen kennen zu lernen und das Gesteinsmaterial an Stichproben petrographisch zu untersuchen. Eine systematische Bearbeitung sämmtlicher, nach hunderten zählender Vorkommnisse, auch in dem beschränkteren, nördlichen Theile des Basaltgebietes war nicht geplant.

Eine erwünschte Vervollständigung meiner Sammlung wurde durch die leihweise Ueberlassung einer grösseren Anzahl von Basalten, Tuffen und Einschlüssen erreicht, die mir auf meine Bitte von der Direction der Königl. preussischen geologischen Landesanstalt zur Bearbeitung überlassen wurden. Es sei mir gestattet, auch an dieser Stelle dem Director der genannten Anstalt, Herrn Geheimen Oberbergrath Dr. Hauchecorne, gleichwie den Sammlern der letzterwähnten Gesteine, den Herren Prof. Dr. Beyschlag und Dr. Leppla meinen verbindlichen Dank für die Ueberlassung des werthvollen Materials auszudrücken.

In dem ersten Theile dieser Arbeit[1]) ist eine Reihe von petrographischen Beobachtungen bereits veröffentlicht. Im vorliegenden zweiten Abschnitte ist versucht, einen Ueberblick über charakteristische Vorkommnisse zu geben und die petrographische Kenntniss der basaltischen Gesteine besonders im südlichen Theile des in Arbeit genommenen, engeren Gebietes zu vervollständigen.

Um ein abgerundetes Bild geben zu können, habe ich aus der Litteratur eine grössere Reihe von Angaben über den geologischen Aufbau des Untergrundes im Basaltgebiete und das

[1]) Dieses Jahrbuch für 1892.

Vorkommen der Basalte angeführt, sodass ein Theil dieser Arbeit in der Zusammenstellung von in der Litteratur verstreuten Mittheilungen besteht, deren Zusammenfassung vielleicht dem Einen oder Anderen willkommen ist. Natürlich sind hierbei nur die geologischen Verhältnisse berücksichtigt, welche zur Eruption der Basalte in wesentlichem Zusammenhange stehen.

Die vorliegende Erörterung bezieht sich, wie erwähnt, in der Hauptsache nur auf die nördlichen Vorposten gewaltiger Basaltmassen im Süden, welch' letztere unter den Namen der Knüllberge, des Rhöngebirges und des Vogelsberges bekannt sind. Da aber die hier im Besondern zu behandelnden Basalte nicht ohne Rücksichtnahme auf die südlicheren Vorkommnisse in ihrer geologischen Erscheinung verständlich sind, so ist es geboten, die Betrachtung über ihr Auftreten einem Ueberblick über das grössere Gebiet, dem sie angehören, unterzuordnen.

Ueberblick über den geologischen Aufbau des norddeutschen Basaltgebietes.

Die Schichtenstörungen, welche den basaltischen Magmen Wege in höhere Theile und auf die Oberfläche der festen Erdrinde schafften, sind in dem in Rede stehenden Gebiete durch eine Reihe ausgezeichneter Geologen erforscht. In erster Linie verdankt man A. v. KOENEN nicht nur auf zahlreiche Einzelbeobachtungen gestützte, zusammenfassende Darstellungen der tektonischen Verhältnisse des Untergrundes, sondern auch erklärende Erörterungen, welche die verwickelten Verhältnisse in ihrem ursächlichen Zusammenhange klarstellen. Werthvolle Beiträge zur Lösung der Frage nach dem geologischen Aufbau des Basaltgebietes lieferten in neuerer Zeit durch eingehende Abhandlungen ferner besonders BEYRICH, BEYSCHLAG, BODENBENDER, BÜCKING, DENCKMANN, EBERT, FRANTZEN, GRAUL, KAYSER, LEPPLA, MOESTA, PROESCHOLDT[1]).

---

[1]) Es sind die betreffenden Abhandlungen von A. v. KOENEN, wie auch die der übrigen oben erwähnten Forscher zumeist in diesem Jahrbuche, im Neuen Jahrbuche für Mineralogie sowie als Erläuterungen zu Specialkarten erschienen, so-

In den letzten Jahrzehnten ist auch an Stelle des älteren nicht mehr zureichenden Kartenmaterials neues getreten. Specialkarten in 1 : 25000 sind allerdings noch nicht über alle Theile des Gebietes vorhanden. Man verdankt die bislang erschienenen Beyrich, Beyschlag, v. Koenen, Moesta. Es sei ferner auf die Karten in dem Uebersichtswerke von Lepsius: Geologie von Deutschland und die Blätter Hannover und Frankfurt a. M. seiner geologischen Karte von Deutschland hingewiesen, weiterhin auf das Blatt 24 der neuen geologischen Karte von Europa und schliesslich auf die Blätter Warburg und Waldeck-Cassel der v. Dechen'schen Karten. Das letzterwähnte Blatt Waldeck-Cassel insbesondere, das man Beyschlag, Denckmann und Leppla verdankt, gestattet einen vortrefflichen Ueberblick über die Tektonik eines grossen Theiles des zu behandelnden Gebietes.

Es sei gestattet, hierunter eine Skizze zu setzen, welche in groben Zügen die Verhältnisse des Untergrundes darstellt (S. 7). Sie ist eine schematische Wiedergabe eines Theiles des Blattes 24 der geologischen Karte von Europa. Die paläozoischen Sedimente und Eruptivgesteine sind durch NO.—SW.-Streifung zusammengefasst. Indess ist aus tektonischen Gründen der Zechstein mit der Trias zusammen durch SO. — NW.-Strichelung dargestellt Jura ist durch Doppelstreifung bezeichnet, Tertiär durch Punktirung, und der Basalt ist schwarz gehalten.

Bereits L. v. Buch[1]) hat auf den charakteristischen Parallelismus des Gebirgsstreichens in Deutschland hingewiesen und unter anderen den südost-nordwestlichen Verlauf der Gebirgszüge in seinem »nordöstlichen System« und den NS.-Verlauf (bezw. NNO. — SSW.-Verlauf) im »rheinischen System« betont, auch auf charakteristische Spaltensysteme hingewiesen. Den Thüringer Wald[2]) hielt er z. B. für »eine Gebirgs-Reihe, die über einer aufgebrochenen Spalte emporgestiegen ist«. »Es ist nur eine Nebenspalte der grossen Hauptspaltung, welche über einen grossen Theil

---

dass wegen der leichten Zugängigkeit der Schriften auf eine Einzelaufzählung hier verzichtet werden kann.

[1]) Mineralogisches Taschenbuch 1824, II, S. 501.

[2]) Ebenda S. 437.

Fig. 1.



Schematische Skizze der hessischen Senke. Nach Blatt 24 der geologischen Karte von Europa.

von Europa hinlauft, in der Breite vom Mayn bis an die Ostsee, und welche . . . die Richtung von NW. nach SO. beharrlich verfolgt«. Aehnliches machte Fr. Hoffmann[1]) geltend, der vor etwa

[1]) Fr. Hoffmann, Uebersicht der orograph. und geognost. Verhältnisse im nordwestlichen Deutschland, 1830, z. B. S. 534 ff.

70 Jahren das in Rede stehende Gebiet durchforschte und viele interessante Regelmässigkeiten im Gebirgsbau des nordwestlichen Deutschlands bereits erkannte. Er wies auf die oft zu beobachtenden Sattelstellungen der Schichten hin und bezeichnet es als keine seltene Erscheinung, dass da, wo die Scheitellinie des Gewölbes sich schliessen sollte, eine in seiner Längsrichtung aufklaffende Spalte eintritt. »Denken wir uns die oftgenannten Hügelreihen durch Erhebung oder durch ein Zusammenschieben der ursprünglich wagerechten Schichten entstanden, dann darf es uns freilich nicht mehr befremden, oft noch die Kuppeln ihrer entgegengesetzt abfallenden Seiten gespalten zu finden«.

Auch fiel es ihm bereits auf, dass »nur selten die Ränder der gegenüberliegenden Spaltenwände in einerlei Niveau liegen«, dass Querverwerfungen die Schichtenreihen staffelförmig verschieben, und dass Ueberkippungen eintreten können, wie er sie vom Teutoburger Walde erwähnt und auch am nördlichen Harzrande schon erkannte. Das norddeutsche Hügelland bezeichnet er als zusammengesetzt aus »zerrissenen und durch einander geschobenen Scherben der Erdkruste«.

Für das rheinische System L. v. Buch's ist die etwa nordsüdliche Erstreckung der Gebirgszüge charakteristisch. Es entging Fr. Hoffmann nicht, dass die hessischen Basalte in ihrer Anordnung den NS.-Verlauf dieses Systems zum Ausdruck bringen, wenn er auch in seinen Annahmen etwas zu weit geht. »Die Basalte und die mit ihnen verwandten Gebirgsarten treten nur in dem Theile des Gebietes dieser Beobachtungen »(d. h. des nordwestlichen Deutschlandes)« an die Oberfläche, welches der Streichungslinie des rheinischen Gebirgssystems untergeordnet ist. Alle ihre vereinzelte Kegelberge aber, vielleicht mit sehr wenigen Ausnahmen, lassen sich sehr leicht und natürlich in Meilen langen Zügen aneinander reihen, welche sehr nahe oder völlig genau immer der Streichungslinie der benachbarten Bergrücken von S. nach N. folgen.« »Es ist die angegebene Richtung noch völlig dieselbe, welche ferner noch die Hauptlängen-Ausdehnungen aller grösseren Basaltmassen dieses Landes verfolgen.« »Ja wir werden endlich wohl kaum eine der in diesen Gegenden so häufigen ba-

saltischen Gangausfüllungen von einiger Bedeutung finden, welche nicht in ihrer Hauptrichtung beharrlich dem Streichen des ganzen benachbarten Gebirgssystemes folgen sollte.« Es sind dies Verhältnisse, auf welche im Uebrigen bereits HAUSMANN[1]) aufmerksam gemacht hatte.

Die Beobachtungen HOFFMANN's haben durch die Arbeiten der neueren, oben genannten Geologen im grossen Ganzen die beste Bestätigung gefunden.

Im Folgenden ist ein kurzer Ueberblick über das Basaltgebiet auf Grund der vorliegenden neueren Untersuchungen zu geben versucht worden.

Durch die Arbeiten der oben erwähnten Geologen ist festgestellt, dass es sich bei dem in Rede stehenden Basaltgebiete um ein etwa südnördlich verlaufendes Senkungsfeld im Gebiete der Trias, zumal des bunten Sandsteins handelt. (Vergl. die Skizze S. 7.) Durch diese Richtung gekennzeichnet, gliedert es sich an die grosse Depression der oberrheinischen Tiefebene an. Die Regelmässigkeit im Aufbau dieses vom Rheinstrom durchflossenen Senkungsstreifens erreicht das hessische Senkungsfeld aber nicht. Während dort Schwarzwald und Odenwald einerseits, Vogesen und Haardtgebirge anderseits den Abbruch im O. und W. des Rheinthalgrabens meist gut begrenzen und nach aussen zu in ziemlich regelmässigem Schollenabbruch die Schichtenfolgen an sich haben absinken lassen, ist das hessische Senkungsgebiet weniger scharf umschrieben (Fig. 1, S. 7). Im W. erhebt sich das Hügelland des niederrheinischen Schiefergebirges, dessen östlicher Zipfel nach DENCKMANN[2]) in dem in sich zerstückelten Horste des Kellerwaldes einen aufragenden, vorgeschobenen Posten neben der Senke darstellt. Weiter nach N. giebt das etwa N.—S. streichende Eggegebirge die westliche Grenze ab. Im O. ragen Thüringer Wald und Harz aus den jüngeren Sedimenten heraus. Am Waldgebirge fehlen umgrenzende, weit sich hinziehende N.—S.-

---

[1]) Studien des Göttinger Vereins bergm. Freunde, I, 414, 1824.

[2]) Vergl. besonders die Abhandlung von A. DENCKMANN über das Oberdevon im Kellerwalde u. s. w. in diesem Jahrb. f. 1894.

Brüche, die schon eher wieder an der Westseite des Harzes nach den Darlegungen von A. v. Koenen heraustreten.

In vortrefflicher Weise kommt der rheinische Depressionscharakter des Basaltgebietes durch den N.—S.-Streifen tertiärer Sedimente zum Ausdruck, der, nördlich vom Vogelsberg beginnend, wenn auch vielfach von noch jüngeren Bildungen bedeckt (die in der Skizze fortgelassen sind) bis nördlich vom Habichtswalde, diese aufragende Basaltmasse einschliessend, sich erstreckt. Nicht minder deutlich erkennt man die N.—S.-Dislocationsrichtung in dem breiten Zuge des Leinethals, in welchem allerdings bei seiner Senkung keine Eruptivmassen bis zur jetzigen Erosionsfläche emporgestiegen sind. Die eingestürzten Keupermassen, Muschelkalkschollen und Jurafetzen machen seinen bekannten Grabencharakter besonders deutlich[1]).

Schon das Vorkommen und die Anordnung der Basaltmassen innerhalb der in Rede stehenden hessischen N.—S.-Senke beweisen wohl, dass letztere von zahlreichen Spalten, die oft in N.—S.-Richtung laufen, durchsetzt ist. Ein staffelförmiges Absinken und damit eine Zerfällung der Depression in Längsstreifen ist besonders von Denckmann und auch von Leppla bei ihren Veröffentlichungen über den Ostrand des rheinischen Schiefergebirges hervorgehoben worden.

Der Bau des Basaltgebietes und der angrenzenden Länderstrecken wird aber erst unter Berücksichtigung einer zweiten Schaar von Dislocationsspalten verständlich, die von SO. nach NW. gerichtet, im spitzen Winkel auf die NS.-Grabenspalten stossen, auch einen dem rechten genäherten Winkel mit den erst erwähnten Dislocationen machen, wenn letztere aus ihrer gewöhnlichen N.—S.- oder NNO.—SSW.-Richtung gegen Osten noch weiter abweichen.

Diese schon von L. v. Buch und Hoffmann besonders hervorgehobenen SO.—NW.-Brüche haben sich im nordwestlichen Deutschland bekanntermaassen als von grosser Bedeutung er-

[1]) Vergl. die Kartenblätter Moringen, Westerhof, Nörten, Lindau, Göttingen, Waake, Reinhausen und Gelliehausen, aufgenommen von A. v. Koenen, Ebert und G. Müller.

wiesen. Wie die auch auf thüringischem Gebiete erfolgreich thätigen Geologen BEYSCHLAG, LORETZ, SCHEIBE, ZIMMERMANN u. A. erwiesen haben, wird der Thüringer Wald von solchen SO.—NW.-Spalten abgeschnitten. Das Harzgebirge verläuft in dieser Richtung gleichwie die Längserstreckung des Hils und Teutoburger Waldes. Wie schon früh ersichtlich wurde, handelt es sich hier um Hauptspalten des Gebirgsbaues, welche Erdrindentheile umgrenzen, Flüssen ihre Wege vorschreiben und Eruptivgesteinen als Wege zur Erdoberfläche gedient haben.

Nach den Erfahrungen der erwähnten Geologen ist somit das Basaltgebiet nicht nur von N.—S.-Spalten, sondern auch von SO.—NW.-Spalten durchsetzt. An Kreuzungsstellen kam es zuweilen zu beckenartigen Versenkungen.

Wie in angrenzenden Gebieten Brüche in Zwischenrichtungen, z. B. im O.—W.-Verlauf, auftreten[1]), so wird man es auch im Basaltgebiete erwarten müssen. Derartige ungefähr O.—W. oder WNW. ziehende Versenkungen sind z. B. von BEYSCHLAG[2]) hervorgehoben worden, nach welchem eine solche von W. auf den Habichtswald und unter Cassel herstreichend bis in die Gegend von Gross-Almerode sich erstreckt. Muschelkalk, Keuper und Lias sind in ihr eingesunken. Sie kreuzt sich nach UTHEMANN[3]) mit einer bedeutsamen SSW.—NNO-Spalten am Hirschberg westlich vom Meissner. Am Kreuzungspunkte sind Trias und Tertiär beckenförmig versenkt.

Der Untergrund der Basaltergüsse.

Anstehendes Gestein. Einschlüsse in den Basalten und ihren Tuffen.

Schilderung der Contacterscheinungen.

Die basaltischen Gesteine haben als Boten aus der Erdtiefe, wie bekannt, öfters Kunde von Gesteinen gebracht, welche in unerreichbarer Tiefe anstehen, oberflächlich vermisst werden. Dies ist in der hessischen Senke der Fall bezüglich **krystalliner**

[1]) Vergl. z. B. Blatt Lindau.

[2]) Dieses Jahrbuch für 1889, LXX.

[3]) Abhandl. d. Königl. preuss. geol. Landesanst., N. F. H. 7, 1892.

Schiefergesteine. Sie treten bekanntermaassen erst im Thüringer Walde, im Kyffhäuser und weiter im Süden, so im Spessart, zu Tage. Es kann aber keinem Zweifel unterliegen, dass solche Gesteine sich auch im Basaltgebiete verborgen unter der Decke jüngerer Sedimente erstrecken, denn hin und wieder haben die Eruptivmassen Bruchstücke von ihnen emporbefördert. Einschlüsse krystalliner Schiefergesteine kommen, wie besonders Lenk und Gutberlet nachwiesen, in den vulkanischen Gesteinen der Rhön vor[1]. Max Bauer[2] hat solche Fremdlinge aus dem Basalt vom Stempel bei Marburg beschrieben und als Cordieritgneiss und Amphibolit bestimmt. Aus dem hier im Besonderen in Rede stehenden Basaltgebiete wurden mir, zumal aus den der königl. preussischen geologischen Landesanstalt gehörigen Stücken, eine grössere Reihe krystalliner Schiefer bekannt.

Gneiss kommt vor im Basalt des Häuschenberges bei Rothwesten, des Grossen Herbsthauses (Blatt Besse), des Ganges (der Wand) im Basalttuff des Steinbruches zwischen Hirzstein und Hohebaum (Blatt Besse), im Basalttuff des Kuhberges im Habichtswalde sowie im Tuff des Sommerberges, westsüdwestlich Dörnberg. Der von Dr. Leppla gesammelte Gneiss des letztgenannten Fundortes ist ein schöner, flaseriger Granatgneiss mit erbsengrossen, rothen Granaten. Mit blossem Auge erkennt man in ihm ausser Granat weissen oder klaren Feldspath, oft auch weisse, seidige Striemen von Sillimanit, seltener dunkeln Glimmer, auch hier und da aus Glimmer entstandene, gewundene, schwarze Schmelzstreifen. U. d. M. erscheint der Granat in ganz licht röthlichen Körnern mit groben dunklen Flecken, wie sie noch reichlicher aus der Glimmerschmelze enstehen, und die sowohl hier wie dort Spinelle sind, sowie mit eingestreuten, einzelnen Sillimanitnädelchen. Der Feldspath ist zumeist nicht lamellirt, es kommt jedoch in einzelnen Schliffen ziemlich reichlich englamellirter Plagioklas vor. Auffällig ist die Fülle von Sillimanitbündeln und -schmitzen. Nädelchen dieses Minerals finden sich auch in den Feldspathen.

---

[1] Lepsius, Geologie von Deutschland I, 387.
[2] Neues Jahrbuch für Mineralogie 1891, II, 231.

Der oft noch erhaltene, dunkle Glimmer ist stark in tiefbraunen oder gar ganz dunklen und gelblichbraunen Tönen pleochroitisch.

Die übrigen genannten Gneisse sind im Gegensatz zu dem dunklen vom Sommerberg hell, gelblichweiss, soweit nicht die Glimmerschmelzlagen sie hell und dunkel gebändert erscheinen lassen. Oft tritt eine durch die Glimmerschmelze bewirkte, zellig löcherige Struktur heraus. Bei allen Stücken fällt mehr oder minder reichlich Sillimanit auf. Es ist schwer zu entscheiden, in wie weit er ursprünglich oder Contactproduct ist. Man erkennt u. d. M. ferner Orthoklas, nicht selten in Auflösung zu dem bekannten Mosaik von rechteckigen oder spitzrhombischen, zuweilen mit stacheligen Fortsätzen versehenen Plättchen, Plagioklas, öfter getrübt, dann Quarz, durch Abschmelzen verrundet und perlitisch zersprungen, sowie die aus gelbbraunem Glas und undurchsichtigen oder grünlichen, auch schön violetten Spinellen aufgebauten Schmelzmassen des untergegangenen, dunklen Glimmers. Oft ist die Oktaederform der Spinelle in idealer Schärfe vorhanden. Bemerkenswerth ist die Entstehung von graugrünlich gefärbten Säulchen rhombischen Augites dort, wo, wie nicht selten geschieht, verrundete Quarze in Glimmerschmelzen hineinragen. Diese Augite sind offenbar aus der gemischten Schmelze auskrystallisirt.

Es ist in Anbetracht der Sillimanitführung nicht unwahrscheinlich, dass auch Cordierit in den Gneissen vorkommt. Doch konnte ich mich bislang von seinem Vorhandensein nicht sicher überzeugen. Pleochroitische Höfe wurden nicht bemerkt.

Amphibolit findet sich im Tuff der Taubenkaute im Habichtswalde. Die Stücke zeigen makroskopisch ein Gewirre kurzstängeliger oder selbst körniger, grünlichschwarzer, »gemeiner« Hornblende, zuweilen etwas dunklen Glimmer. Eine Schieferung tritt nicht heraus. U. d. M. erkennt man neben der Hornblende noch ziemlich reichlich Körner und gedrungene Säulen eines bei dickeren Schliffen stark in röthlichen und grünlichen Tönen pleochroitischen, rhombischen Augites. Die Hornblende ist von ganz licht graugrünem, monoklinen Augit gesetzmässig parallel, fleckig durchwachsen, von welchem auch einzelne Körner ausser-

halb der Hornblende erscheinen. Stellenweise findet man neben dem monoklinen auch rhombischen Augit in der Hornblende. Die Spaltbarkeit geht auf Längsschnitten durch die drei mit einander verwachsenen Mineralien parallel hindurch.

Ob die oben kurz geschilderten Granatgneisse und Amphibolite zu den archäischen Gesteinen gehören, muss wohl offen gelassen werden. Möglicherweise sind erstere umgewandelte paläozoische Schiefer, und bezüglich der letzteren ist es vielleicht nicht ausgeschlossen, dass sie genetisch an den Basalt angeschlossen sind und concretionäre Tiefenausscheidungen des letzteren darstellen. Möglicherweise sind diese Amphibolite auch metamorphe Gabbrogesteine. An dieser Stelle sei noch ein Glimmerfels genannt, wie er aus dem Tuff des Brasselsberges im Habichtswalde mir vorliegt. Die unregelmässig umrandeten Schuppen des dunklen Glimmers sind lagenweise angeordnet. Das Mineral hat einen kaum geöffneten Winkel der optischen Axen.

Dass die **paläozoischen Schichten** unter der hessischen Senke sich hinziehen, ist kaum zu bezweifeln, denn da erstere nicht mit dem rheinischen Schiefergebirge abschliessen, vielmehr im Harze, Thüringer Walde und am Elbufer, ja im Basaltgebiete selbst bei Allendorf und bei Ober-Ellenbach unfern Rotenburg, oft mit dem gleichen NO.-Streichen wie im rheinischen Schiefergebirge, inselartig aus der jüngeren Sedimentdecke wieder auftauchen, so wird füglich eine allgemeine untertriadische Verbreitung dieser Schichten angenommen werden können, wie es z. B. v. Koenen und Lepsius thun. Bei Richelsdorf hat man tiefere paläozoische Schichten unter dem Zechstein erreicht[1]). Zahlreiche Bohrungen auf Kalisalze haben die weite Verbreitung des Zechsteins in den Nachbargebieten festgestellt.

Einschlüsse paläozoischer Sedimente in Basalten bezw. ihren Tuffen sind aus der Rhön bekannt. Man wird bedenken, dass schon zur Tertiärzeit Gerölle vom rheinischen Schiefergebige in's Basaltgebiet gekommen sind, und dass deshalb nicht nothwendiger Weise paläozoische Gesteine in Basalttuffen aus der Tiefe zu

[1]) Lepsius, Geologie von Deutschland I, 402.

stammen brauchen. Diese Ueberlegung gilt natürlich auch für die mesozoischen und überhaupt für viele vorbasaltische Gesteine. (Vergl. auch die Bemerkung BEYSCHLAG's auf dieser Seite.)

Als Einschlüsse in Basalten oder basaltischen Tuffen des in Rede stehenden engeren Basaltgebietes sind paläozoische Gesteine nicht in meiner Sammlung vertreten. DENCKMANN erwähnt eine grob conglomeratische Grauwacke aus dem Basalttuff des Maderholzes bei Böddiger[1]). BEYSCHLAG[2]) erörtert die Einflössung zahlreicher Gerölle aus dem Schiefergebirge (Kieselschiefer, Quarzit etc. des Waldeck'schen) in die zwischen den Braunkohlenflötzen liegenden Sande, sowie in die jüngeren Basalttuffe.

Die **mesozoischen Schichten** bilden in weiter Verbreitung die jetzige Erosionsoberfläche des norddeutschen Basaltgebietes. Im Westen sind sie am rheinischen Schiefergebirge abgesunken. Die Grenzlinie ist vor allem durch den Horst des Kellerwaldes nach SO. ausgebuchtet. In breiter Entwicklung laden sich die mesozoischen Sedimente nach Osten aus, nur unterbrochen durch die aus ihnen aufragenden, paläozoischen Gesteine des Thüringer Waldes und des Harzes.

In der Skizze auf S. 7 ist zwar das Rothliegende zum Paläozoischen gerechnet, der Zechstein hingegen zu den mesozoischen Schichten gezogen, da er, wie bekannt, in tektonischer Hinsicht sich diesen angliedert, insofern mit dem Rothliegenden und seinen Ergüssen ein Abschluss der Gebirgsbewegungen erreicht ist und der Zechstein in gleichmässiger Folge in den Buntsandstein übergeht und sich discordant auf den paläozoischen Schichten ausbreitet.

Von den Triasgesteinen ist der Buntsandstein das verbreitetste. Vielerorts liegen die Basalte in seinem Gebiete, und öfters haben die Eruptivgesteine Bruchstücke von ihm aus der Tiefe emporbefördert. Von berühmten Punkten, wo Contacterscheinungen zwischen Basalt und Buntsandstein in ausgezeichneter Weise studirt werden können, ist im ersten Theile

[1]) Dieses Jahrbuch für 1889, LXIV.
[2]) Dieses Jahrbuch für 1889, LXXIII.

dieser Arbeit bereits die Blaue Kuppe bei Eschwege genannt[1]). Ich habe diesen grossartigen Aufschluss mehrmals besucht. Wie Fig. 2 zeigt, lagert der den Basalt umgebende Buntsand-

Fig. 2.



Blaue Kuppe bei Eschwege. Steinbruch in einem Schlot.

stein horizontal. Das Bild stellt den nördlicheren der beiden an der Kuppe befindlichen Steinbrüche dar. Hier erscheint der Basalt als Ausfüllung eines Schlotes mit senkrechten Wänden. Der aufragende, mittlere Basaltfelsen ist doleritisch, nach den Rändern zu wird der Basalt dichter, und im Contact mit dem Sandstein ist er oft schlackig. Der Sandstein zeigt in prächtiger Weise alle Stadien der Einschmelzung. Im Gesammtanblick ist er aussen

---

[1]) Vergl. auch J. C. W. Voigt, Mineralog. Reise nach den Braunkohlenwerken und Basalten in Hessen 1802.

v. Hoff im Magazin der Gesellsch. naturf. Freunde zu Berlin, V, 1811.

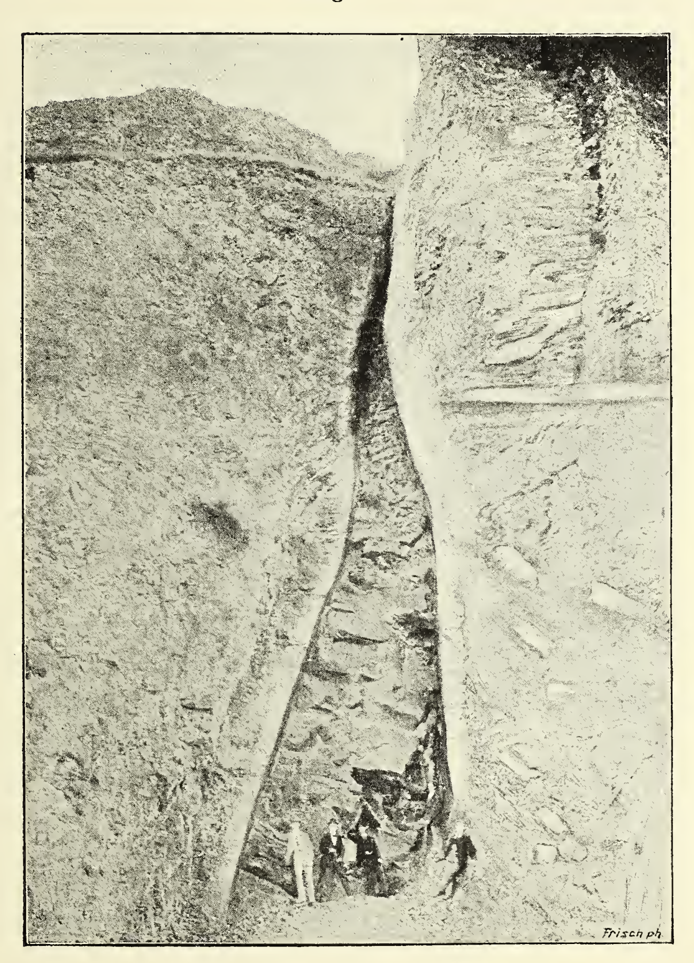
Hausmann, Studien d. Götting. Vereins bergm. Freunde I, 500, 1824.

K. C. v. Leonhard, Basaltgebilde 1832, II, 360.

Moesta, Erläuterungen zu Blatt Eschwege 1876.

roth, näher dem Basalt gelb, dann weiss bis schliesslich durch Einschmelzung eine schwarzweisse Bänderung und oft eine Umwandlung in dunkles Glas erscheint. Einzelne Wände erwiesen sich ganz erfüllt mit grossen, umgewandelten Sandsteinschollen, die dann natürlich meist ihre wagerechte Lage eingebüsst hatten, Fig. 3. Der andere dicht neben dem erwähnten liegende Steinbruch der Blauen Kuppe ist in einer zweiten Ausbruchsstelle des Basaltes

Fig. 3.



Blaue Kuppe bei Eschwege. Basaltwand mit Einschlüssen.

angelegt. Der petrographischen Natur nach liegt im Basalt der Blauen Kuppe Feldspathbasalt mit stellenweiser limburgitischer Ausbildung vor. Ferner erwähne ich hier noch den Alpstein bei Kirchhosbach (Sontra), auf dessen herrliche Aufschlüsse besonders Moesta[1]) aufmerksam gemacht hat. Es scheint sich um eine Spalte im Buntsandstein zu handeln, in welcher grosse und kleine Blöcke Sandstein liegen, die vom aufquellenden Magma umschlungen und verändert sind, z. Th. bis zur völligen Schmelzung. Makroskopisch besonders merkwürdig sind zierlich schwarzweiss gefleckte Sandsteine, deren helle Körnchen aus Quarz und deren dunkler Untergrund aus Glas besteht. Unter dem Mikroskop klärt sich der Glasbestandtheil in dünnen Schliffen vollständig auf. Er umgiebt die zerspratzten Quarzkörner als heller Teig, zeigt aber in erstaunlicher Anzahl kleine, schwarze, trichitische Bildungen, die meist von einem dunklen Korn borstig ausstrahlen. Ausserdem ist das Glas stellenweise ganz erfüllt mit höchst zierlichen Cordieriten, deren rechteckige Längs- und sechsseitige Querschnitte gern central mit einem Häufchen klarer Einschlüsse versehen sind. Augit ist spärlich; oft kennzeichnen sich die Säulchen durch schwache Doppelbrechung und durch das Zusammenfallen der Richtung kleinster optischer Elasticität mit der Längsrichtung der Krystalle als rhombisch.

Wie schon Moesta berichtet, sind alle Stadien der Umwandlung an diesem schönen Aufschlusse zu beobachten, »von einer schwachen Frittung bis zum völligen Schmelzflusse. Die zusammengeschmolzenen Massen von oft mehreren Cubikmetern Inhalt geben in helleren und dunkleren, grauen und grüngrauen Streifen den geringeren oder grösseren Eisenoxyd-Gehalt wieder zu erkennen, welcher in den einzelnen dünnen Schichten des Sandsteins enthalten war. Bei noch vollkommenerer Schmelzung ziehen diese Bänder wolkenartig verschwommen durcheinander und geben das Bild einer vollkommen glasigen Schlacke«. Vom Basalt berichtet Moesta: »Auch die Erstarrungserscheinung des Magmas zu Basalt in der äusseren Zone, übergehend zu Dolerit gegen das

[1]) Erläuterungen zu Blatt Waldkappel 1876.

Centrum, ist gut beobachtbar, wenngleich die makrokrystalline Ausbildung einen nicht sehr vollkommenen Grad erreicht.«

Die von mir gesammelten Basaltproben zeigen wechselnde Erscheinung. Abgesehen von den oft ausserordentlich zahlreichen Olivinknollen wird das Gestein zuweilen scheckig durch die bekannten hellen Tupfen, wie sie sich bei verwitternden Basalten hin und wieder finden. Ausserdem machen sich manche Varietäten durch makroskopisch deutlich sichtbare, dunkle Glimmerschüppchen bemerkenswerth. Auch das mikroskopische Bild wechselt stark. Die an Glimmer reichen Ausbildungen zeigen ersteren als Einsprengling in lappig ausgebuchteten, in graugelben und gelbbraunen Tönen pleochroitischen Durchschnitten, ferner einen Untergrund bestehend aus serpentinisirten Olivinkörnern, sehr hellen, graugelben Augitsäulchen, Magnetitkörnern und als Alles umhüllenden Teig eine schwachpolarisirende Substanz, die man leicht für Nephelin halten könnte, die aber der tagelangen Einwirkung von H Cl widersteht und sich auch durch gelegentliche Zwillingslamellen als Plagioklas verräth. Die in einem vorläufigen Bericht[1]) gegebene Bestimmung dieses Basaltes als Nephelinbasalt ist hiernach zu berichtigen. Die makroskopisch Glimmer nicht zeigenden Ausbildungen sind u. d. M. meist durch Olivinkörner porphyrisch. Doch mögen in letzteren oft zerspratzte Theile von Olivinknollen vorliegen. Ganz kleine, bräunliche Glimmerschüppchen fehlen nicht. Zuweilen stellt sich Plagioklas in Leisten ein. Vielleicht hängen die wechselnden Erscheinungen mit den Einschmelzungen zusammen. Eine systematische Specialuntersuchung auf eventuelle basanitische und limburgitische Ausbildung und die Vertheilung der verschiedenen Gesteinsarten am Vorkommen erscheint erwünscht.

Ein anderes schönes Contactvorkommen, das am Breiteberge bei Oberellenbach, lernte ich nicht an Ort und Stelle, jedoch durch Gesteinsproben kennen. BEYSCHLAG[2]) berichtet, dass ein aus Bröckelschiefer durch die Erosion herausgeschältes

[1]) Sitzungsber. d. königl. preuss. Akad. d. Wissensch. 1894, LI.

[2]) Erläuterungen zu Blatt Altmorschen 1891.

Gangvorkommen vorliegt. »Man erkennt im Grunde des Bruches zwischen stark durch die Hitzewirkung des gluthflüssigen Gesteins veränderten Bröckelschiefern den gangförmig aufsetzenden dichten Basalt. Dieser trägt einen nach oben verbreiterten Hut basaltischen Tuffes, welcher beim Steinbruchsbetrieb abgeräumt wird. Derselbe erscheint mit zahllosen Buntsandsteinfragmenten der verschiedensten Grösse förmlich gespickt. Merkwürdig ist, dass selbst benachbarte von diesen Einschlüssen die verschiedensten Grade von mechanischer und chemischer Veränderung durch die bei und nach der Eruption des Basaltes wirkenden Agentien aufweisen.« »Die an thonigen Theilen und Eisen reichsten Zwischenlagen grösserer Buntsandsteinklumpen erscheinen als grüngraue, muschelig brechende, glasige, z. Th. perlitische Streifen zwischen den weiss gebliebenen, gefritteten reineren Sandsteinlagen.«

»Die Contactwirkung des basaltischen Magmas auf die Bröckelschiefer, welche zu einem dunkelbraunen Gestein mit muscheligem Bruch und stellenweise säuligen Absonderungsformen geworden sind, erstreckt sich bis über 1 Meter weit von der Berührungsfläche aus.«

Eine Beschreibung der mikroskopischen Verhältnisse durch Zirkel findet man im Neuen Jahrbuch für Mineralogie 1872, 7.

Ein Dünnschliff eines veränderten Sandsteins des in Rede stehenden Vorkommens ist in der Fuess'schen Sammlung No. 2 von Dünnschliffen typischer Gesteine enthalten.

Vom Basalte eingeschlossenes, sedimentäres Material kann natürlich aus der Tiefe stammen, aber auch in anderen Fällen höheren Horizonten entnommen sein als die sind, in welche der umschliessende Basalt gedrungen ist. Vielfach wird es sich eben um Spaltenfüllungsmaterial handeln, das in den Hohlraum stürzte, schon ehe der Basalt in ihm aufstieg. Bei den erwähnten Vorkommnissen steht der Basalt mit seinen Einschlüssen von Buntsandstein in der Formation des letzteren an. Man braucht also für die Einschlüsse keine sehr bedeutenden Transporte im Magma anzunehmen. Ebenso ist es bei dem schon im ersten Theil dieser Arbeit erwähnten Vorkommen an der Sababurg im Reinhardswalde. Der Basalt des gleichfalls schon beschriebenen Hohen-

berges bei Bühne sitzt auf Keuper. Es sei hier noch über den Basalt vom Bühl bei Weimar nördlich vom Habichtswalde berichtet, der sich über Röth erhebt. Ich fand in dem dortigen Feldspathbasalte prächtig säulenförmig abgesonderten, gelblichweissen Sandstein. Die Säulen waren vier- auch sechseckig oder unregelmässiger und etwa 3—4 Centimeter stark. Ihre Sandsteinnatur ist noch erkennbar. In anderen Einschlüssen dieses Basaltes hat man ganz dichte, dunkelgraue, mattglänzende Massen vor sich, die am Contact mit dem Eruptivgestein öfter mit einem schwarzen Glasgeäder erfüllt sind. Es sind stark veränderte, thonige Sandsteine. An den Contactstellen weicht der Basalt wesentlich von dem normaler Ausbildung ab. Der gewöhnliche Basalt des Vorkommens ist nicht porphyrisch, zeigt reichlich ziemlich breite Plagioklasleisten, zwischen letzteren unregelmässige Augitsäulen und -körner, ferner etwas zurücktretend unregelmässig gestaltete Olivine, verhältnissmässig grosse Erzstriche und -platten, Apatitnadeln und zuweilen intersertale, kleine, braune Glaszwickel.

In den Grenzzonen hat sich der Basalt einestheils ausgesprochen mikroporphyrisch entwickelt. Das Gesammtgefüge ist ein viel feineres geworden, und aus einem Untergrunde heben sich in dieser Grösse sonst nicht beobachtete Olivinkrystalle heraus, oft mit scharfen, krystallographischen Umrissen oder als Bruchstücke. Manche grossen Olivine fallen durch eigenthümlich skelettförmiges Wachsthum auf. Die Grundmasse besteht in der Hauptsache aus schmalen Feldspathleisten, kleinen Augitkörnern und -säulchen, sowie Erzkörnern. Grünlichgraue, zwischengeklemmte Fetzen mögen Glas gewesen sein. Die Verdichtung des Gefüges geht im Basalt z. Th. ausserordentlich weit, so dass man nur mit Mühe bei starker Vergrösserung die hellen Feldspathleisten, Erz- und Augitkörner und zarten Glasgrund beobachten kann. Gelegentlich zeigen sich einige grössere Plagioklasleisten.

In anderen Fällen hat sich der Basalt in der Contactnähe sehr glasreich ausgestaltet. Vielfach mögen Einschmelzungen der Sandsteinsubstanz sich mit dem Basaltmagma gemischt haben. In reichlichem Glase schimmern viele, schmale Plagioklasleisten, monokline,

lichte, violettgraue Augite in strahligen Längs- und zuweilen scharf durch ∞P (110), $\infty P \bar{\infty}$ (100) und $\infty P \breve{\infty}$ (010) begrenzten Querschnitten, Erzstriche und -punkte, um welche das sonst kaffeebraune Glas wie auch zuweilen um die Augite oft aufgehellt ist. Globulite sind reichlich da. Olivineinsprenglinge fehlen. Zuweilen werden in diesen glasigen Basalten die Feldspathleisten sehr schmal. Sie sind dann hin und wieder stark gekrümmt, ähnlich wie man es bei Trachyten sieht. Ihr eventuell auch trikliner Charakter tritt durch mehrfache Zwillingsbildung und merkliche Auslöschungsschiefe nicht heraus. Die Mikrostructur der eingeschlossenen Sandsteine selbst giebt bei dem Vorkommen vom Bühl zur näheren Besprechung keine Veranlassung.

Der Muschelkalk gliedert sich zuweilen an Basaltberge an, die ihn vor Zerstörung geschützt haben, umgiebt als randlich bloss gelegte Unterlage grössere Keuperschollen, ist z. Th. auch in grabenförmigen Versenkungen erhalten geblieben.

Von Contacterscheinungen durch Basalt ist in erster Linie die Umänderung des Kalkes am Heiligenberge beim Meissner zu erwähnen, wo Basaltgänge Muschelkalk durchsetzen. (Vergl. Skizze S. 35.) Es ist hier das Sediment auf 1—2 Meter vom Salbande aus gerechnet in eine Art grau und schwarz gebänderten Marmor umgewandelt, wie es schon den älteren Autoren bekannt war.

Früher war ein schöner Contact zwischen Muschelkalk und Basalt am Kratzenberge bei Cassel aufgeschlossen, wo ein schmaler Limburgitgang in NS. das Sediment durchsetzte. Ich habe s. Z. Grenzstücke geschlagen, an denen eine Art Schieferung des Basaltes parallel zum Salbande zu erkennen war.

Eine Berührung von Muschelkalk und Basalt im Ausschnippethal bei Dransfeld hat bereits 1841 Hausmann [1]) beschrieben und auch abbilden lassen. Der etwa 3 Fuss mächtige Lagergang ist in Wellenkalk eingeschaltet. Nach Hausmann erwies sich das Sediment im unmittelbaren Liegenden des Basaltes merklich härter als im directen Hangenden und als das Gestein 4 Fuss von der

---

[1]) Studien d. Götting. Vereins bergm. Freunde IV, 247, 1841.

oberen Grenzfläche, auch specifisch schwerer (2,74 gegen 2,67). Es hinterliess 8,33 pCt. Rückstand, während der Kalk unmittelbar über dem Gange 3,66 pCt. und der 4 Fuss höher gelegene 2,86 pCt. Rückstand ergab. Es handelt sich nach HAUSMANN wohl um eine Verkieselung besonders im Liegenden, die aber auch nach, nicht, wie HAUSMANN meint, bei der Eruption stattgefunden haben kann, ebenso wie eine Anreicherung an Bitumen, das im Gegensatz zu dem gewöhnlichen, gelblich grauen Kalk die Grenzzonen zum Basalt bläulichgrau erscheinen lässt.

Von Einschlüssen von Kalk in Basalt vom Weissholz bei Lütgeneder berichtet MÖHL [1]), dass sie z. Th. in späthigen Kalk umgewandelt seien, auch in einem Falle Chondrodit geführt haben. Wollastonit wird ebenfalls erwähnt.

Vom Hübel bei Ehringen lagen mir von Dr. LEPPLA gesammelte Contactstücke zwischen Basalt und unterem Muschelkalk vor. Die Grenztheile des Kalkes sind von Basaltadern erfüllt, die sich u. d. M. als limburgitisch erwiesen. Vom Hübel ist sonst Feldspathbasalt bekannt. Der dichte Kalkstein zeigt u. d. M. in der Nähe der Basalttheile ein groberes, marmorartiges Gefüge. Ein Mal wurde an der Grenze zwischen Basalt und Kalk ein Kranz sechsseitiger, langer, farbloser Säulchen bemerkt. Ihre Form spricht für hexagonales System, indess wurde, vielleicht wegen der Dünne des Präparates und schwacher Doppelbrechung der Gebilde, auf den Längsschnitten keine optische Wirkung erkannt. Hexagonales $CaSiO_3$ liegt, nach der schwachen Doppelbrechung zu urtheilen, nicht vor.

Wohl nicht unmittelbar bei den Eruptionen entstanden, aber vielleicht ursächlich mit ihnen zusammenhängend, sind Verkieselungen von Muschelkalk, wie man sie besonders schön in der Nähe des Hohen Hagens bei Dransfeld beobachten kann, wo Trochitenkalk seine charakteristischen Versteinerungen sehr schön verkieselt aufweist. Man verdankt HAUSMANN [2]) eine besondere Abhandlung über Quellengebilde in Begleitung des

[1]) N. Jahrb. f. Mineralogie 1874, 799.

[2]) Studien des Götting. Vereins bergm. Freunde VII, 139, 1858. Abhandl. der Königl. Gesellsch. d. Wissensch. zu Göttingen VIII, 1858.

Basaltes. Möglicherweise ist die Kieselsäure - Ablagerung, wie bereits oben erwähnt ist, ganz unabhängig vom Basalt, und eine Verknüpfung beider geschieht nur durch den Umstand, dass Basalte und Quellen auf Spalten aufgestiegen sind.

Kieselige Ablagerungen in Form von Chalcedon finden sich auch in Hohlräumen von Basalt selbst und in seinen Tuffen. Hausmann erwähnt z. B. schön blauen Chalcedon aus dem Basaltconglomerat des Höllengrundes bei Münden, vom Rosenbühl zwischen Meissner und Eschwege, Chloropal vom Meenser Steinberge (bei Dransfeld), Opal aus Basaltconglomerat vom Ochsenberge bei Dransfeld, aus dem Basalte von Mittelhof bei Gensungen, Saugkiesel aus dem Basalte von Meensen.

Keuper tritt gegen den Buntsandstein und auch gegen den Muschelkalk im Basaltgebiete zurück. Nur auf der Warburger Börde sind die Basaltdurchbrüche durch eine weit ausgedehnte Platte von Gesteinen dieser Formation erfolgt. Von besonderem Interesse sind in Bezug auf die basaltischen Durchbrüche die Keuperreste, die in grabenartigen Versenkungen im Buntsandstein- oder Muschelkalkgebiet sich hinziehen, insofern als sie den SO.—NW.- bezw. NNO.—SSW.-Verlauf der für die Basalteruptionen so wichtigen Störungen am deutlichsten anzeigen. Ein bekannter Muschelkalk-Keupergraben erstreckt sich 30 Kilometer lang in SO.—NW.-Richtung über Fulda nach dem Vogelsberg. In NNO.—SSW. verläuft der durch das Gelsterthal gekennzeichnete Keupergraben zwischen Meissner und Hirschberg (s. Skizze S. 35) ähnlich wie der durch die Untersuchungen von A. v. Koenen auch in seinen interessanten Einzelheiten bekannt gewordene, mehr N.-S. streichende Leinethalbruch mit seinen eingestürzten Muschelkalk-, Keuper- und Liasschollen.

In grösserem Maasse sich offenbarende Contactwirkungen von Basalt am Keuper sind mir nicht bekannt geworden. Reichlich Einschlüsse von Keupergesteinen führt z. B. der Hüssenberg bei Eissen, dessen Berührung mit den bunten Mergeln ganz vortrefflich aufgeschlossen ist (vergl. Fig. 18 u. 19, S. 62 u. 63). Grünlichgraue und gelbliche Bruchstücke sind oft in dem Basalte des genannten Berges zu beobachten. Auch in den Dünn-

schliffen erscheinen sie wieder. Bei sehr dünnen Präparaten erkennt man zuweilen, dass kleine, frühere Mergelbröckchen aus winzigen, verrundeten Körnchen und Säulchen eines hell graugelben Augits mit schiefer Auslöschung und einem hellen, isotropen, wohl glasigen Untergrunde bestehen. Kalkspathschüppchen sind zuweilen eingewandert.

Jura. Von der ehemals wohl über das ganze Basaltgebiet ausgebreiteten Liasbedeckung sind nur wenige Fetzen noch erhalten (vergl. Fig. 1, S. 7). Zuweilen giebt der Basalt Kunde von einstiger grösserer Ausdehnung dieses Sedimentes. So berichtet MOESTA[1]), dass der in Buntsandstein stehende Basalt des Fetzberges, nordwestlich vom Habichtswalde, »zahlreiche Brocken von Liasschiefer und Kalk mit Versteinerungen eingeschlossen enthält«. »Der Basalt ist stellenweise ganz erfüllt von diesen Bruchstücken, die auffälliger Weise eine erkennbare Umänderung ihrer petrographischen Beschaffenheit nicht erlitten haben«. MÖHL[2]) giebt vom Schwarzbiegel, nördlich vom Habichtswald, an, dass hier Basalt aus Wellenkalk ragt und Liassandstein mit *Gryphaea arcuata* u. s. w. enthält.

Dogger und Malm, sowie die ganzen Kreidebildungen kommen für das Basaltgebiet nicht in Betracht[3]).

Tertiärablagerungen haben um so grössere Bedeutung. Dass mit den Basalten häufig tertiäre Bildungen vergesellschaftet sind, hat schon HAUSMANN hervorgehoben. Der Basalt hat seine sonst vielfach zerstörte Unterlage wie ein Schild gegen die Erosion geschützt. Nicht immer aber haben die basaltischen Eruptionen einen tertiären Untergrund gehabt. So ruht der Basalt der Hünenburg bei Eiterhagen unmittelbar auf Buntsandstein, ein Beweis, dass schon vor der Eruption die Schichtenfolge des Muschelkalks, Keupers und Juras vielleicht auch Tertiärgebirge von hier fortgeführt war. Nach BEYSCHLAG[4]) führte nämlich ein in Mitten der

---

[1]) Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanst. für 1883, S. 58.

[2]) Verhandl. d. Kais. Königl. geol. Reichsanst. 1871, 257.

[3]) Ueber eingeschwemmte Kreidegesteine berichtet BEYSCHLAG (dieses Jahrb. f. 1889, LXXIII.)

[4]) Erläuterungen zu Blatt Melsungen 1891, S. 19.

Basaltdecke im Tiefsten eines Steinbruches niedergebrachtes Bohrloch zu der Gewissheit, dass zwischen Basalt und Buntsandstein kein Tertiär erhalten ist. Anderseits haben stellenweise die Schichten dieser unter Basalt lagernden Formation, so am Hirschberg bei Gross-Almerode nach Uthemann[1]), eine Mächtigkeit bis zu 400 Meter.

Ein grosses wissenschaftliches und auch wirthschaftliches Interesse haben die Contacterscheinungen zwischen Basalt und Tertiär, besonders zwischen diesem Eruptivgestein und den Braunkohlen. Klassische Vorkommnisse sind in dieser Hinsicht der weitberühmte Meissner und der Hirschberg. Als interessantes Vorkommen ist in neuerer Zeit der Stellberg bei Wattenbach hinzugekommen. In den Erläuterungen zu den betreffenden geologischen Karten haben Beyschlag und Moesta diese Verhältnisse gebührend gewürdigt[2]). Eine Zusammenfassung und neuere Erfahrungen sind von Uthemann veröffentlicht worden. Da an den angeführten Orten die Interessen der Petrographie und des Bergbaus zusammenfallen, sind die Contactverhältnisse in besonders schöner Weise sichtbar geworden.

Am Meissner lagert eine noch bis 157 Meter dicke Basaltdecke auf einem bis 30 Meter mächtigen Braunkohlenflötz, das über sich als Zwischenlage zum Basalt noch eine 30 Centimeter bis 1,5 ja 3 Meter dicke, kohlige, schwefelkieshaltige Thonschicht, den »Schwühl« der Bergleute, trägt. Der Basalt ist im Contact stets dicht befunden. Auf der Höhe des Berges findet sich Dolerit. Der Schwühl ist durch die Einwirkung des Basaltes verworren stängelig abgesondert, die Braunkohle bis auf allerdings nur 2 bis $5^1/_2$ Meter veredelt. Man wird mit Uthemann als Grund für diese in Anbetracht der riesigen Dicke der Basaltdecke geringfügige Mächtigkeit der Umänderungszone annehmen können, dass der Lavastrom gegen die Unterfläche eine Erstarrungskruste bildete und so ein weites Eingreifen der Umänderungen verhinderte.

[1]) Abhandl. d. Königl. preuss. geol. Landesanst., Neue Folge, Heft 7, 1892, S. 12.

[2]) Vergl. auch Moesta, Geol. Schilderung der Gegend zwischen Meissner und Hirschberg. Dissert. 1867.

Der Grad der Umwandlung der Braunkohle stuft sich vom Schwühl aus gerechnet ab: Stangenkohle, Glanzkohle, Schwarzkohle, verdichtete Braunkohle. In den veredelten Kohlen finden sich Pechkohlenstreifen. Es sind verkohlte Holzreste.

Die Veränderung der Kohlen entspricht der künstlichen Verkokung. Der Aschengehalt in rother Braunkohle beträgt nach UTHEMANN 7,47 pCt., in Schwarzkohle 6,50 pCt., in der Stangenkohle 16,24—22,97 pCt., der Gehalt an aschenfreiem Koks in der Braunkohle 44,59 pCt., in der Schwarzkohle 47,76 pCt., in der Stangenkohle 63,80—73,10 pCt., der Gehalt an flüchtigen Bestandtheilen in der Braunkohle 47,94 pCt., in der Schwarzkohle 45,74 pCt., in der Stangenkohle 10,76 — 13,23 pCt. Das specifische Gewicht fand UTHEMANN bei Braunkohle zu 1,188, bei Schwarzkohle 1,247, bei Stangenkohle 1,516 — 1,533.

Im Hirschberg bei Gross-Almerode sind den mächtigen Tertiärablagerungen eine Anzahl Kohlenflötze eingelagert, die z. Th. von einem bis 125 Meter breiten Basaltgange durchsetzt sind, ohne in der Lagerung gestört zu sein (vergl. Fig. 13, S. 55). Der Gang ist nicht einheitlich, sondern setzt sich aus zahllosen Aesten zusammen, welche die sedimentären Massen umschlingen. Diese in den Gang anfgenommenen, in ihrer Lagerung aber auch wenig gestörten Massen, sowie die an die Ganggrenzen stossenden Nebengesteine sind umgewandelt, und zwar sind die Sande und Thone bis auf 1 Meter hin gehärtet, die Braunkohlen aber bis 40 Meter vom Gange veredelt. Bituminöse Alaunthone sollen theilweise geröstet sein. Die aus ihnen abzuleitenden Lösungen haben den Basalt später zersetzt und einen weissen Thon zu Wege gebracht, der mit Sulfaten imprägnirt ist. Stangenkohle bildet nur schmale Bänder am Basaltgange; es folgt reichlich Schwarzkohle und schliesslich Braunkohle.

Am Stellberg bei Wattenbach[1]) hat ein Intrusivgang ein Kohlenflötz von unten her veredelt. Anderseits hat auch

---

[1]) Vergl. ausser der Abhandlung von UTHEMANN (Abhandl. der Königl. preuss. geol. Landesanst. Neue Folge, Heft 7), die Mittheilungen von BEYSCHLAG über Aufnahmen in Hessen (Jahrb. der Königl. preuss. geol. Landesanst. für 1887, LXI).

stellenweise eine Basaltdecke die Braunkohle von oben verändert (vergl. Fig. 11, S. 51), wo sie dem Flötze auf geringe Entfernung nahe kam. Abgesehen von diesem doppelt metamorphosirten Theile des Kohlenflötzes nimmt mithin der Wirkungsgrad in dem 5 Meter mächtigen Flötze von unten aus gerechnet allmählich ab. Die Umänderung greift etwa 3—3½ Meter in die Braunkohle ein. Stangenkohle ist nicht häufig. Von grossem Interesse ist die Angabe Uthemann's über den Verbleib der natürlichen Destillationsproducte, insofern der Genannte nachweisen konnte, dass über den Edelkohlen, welche die flüchtigen Bestandtheile bis auf einen Rest von circa 17 pCt. verloren haben, das Flötz aus Kohlen mit einem Maximum dieser Stoffe besteht, so dass anschaulich zu vermerken ist, dass die aus den unteren, dem Basalte nahe liegenden Kohlen verjagten Bestandtheile sich in den oberen Horizonten des Flötzes wieder verdichtet haben.

Nähere Angaben über die drei interessanten Vorkommnisse am Meissner, Hirschberg und Stellberg findet man in der mehrfach erwähnten Abhandlung von Uthemann, an dessen Darstellung der obige Ueberblick angeschlossen ist.

Auch im Habichtswalde hat Basalt vielfach die Braunkohle günstig umgewandelt, wie es schon die älteren Autoren Schaub, Strippelmann u. A. erwähnen. In dem vortrefflichen Werke K. C. v. Leonhard's: Basaltgebilde findet man Zusammenstellungen. Der Hinweis auf die erwähnten typischen Vorkommnisse am Meissner, Hirschberg und Stellberg möge hier genügen.

Es seien jedoch die schönen Untersuchungen von v. Lasaulx[1]) hier noch erwähnt, welcher im besonderen Hinblick auf die Contactmetamorphosen am Meissner solche mit Hülfe von Hohofenschlacken nachgemacht hat. Die natürlichen Kohlen am Meissner ergaben:

---

[1]) Poggendorf's Annal. Bd. 141, 141, 1870.

	I.	II.	III.	IV.	V.
C	80,40	78,14	62,20	59,92	59,92
H	3,30	3,73	5,28	5,66	5,02
S, O, N	5,67	4,03	22,75	26,12	27,89
Bitumen	0,73	0,83	—	—	—
Asche	9,90	13,27	9,77	8,30	7,77
Specifisches Gewicht	1,412	1,397	1,286	1,201	1,210

I betrifft prismatischen Anthracit, II eigentliche Stangenkohle, III Glanzkohle, IV und V Braunkohle. Braunkohle III enthält 1,5 pCt. Bitumen, IV und V solches »reichlich«. In drei hessische Tiegel wurde Braunkohle gepackt, die Kohlenlage zweier Tiegel auch mit einer $^1/_2$ Zoll starken Thonschicht versehen und nun Hohofenschlacke in und über die Tiegel ergossen. Der Thon bildete nachher einen »Schwühl« wie am Meissner, die Braunkohle darunter war tiefschwarz und stängelig geworden. Die chemische Untersuchung ergab die Umänderung der Braunkohle (mit 59 pCt. C und 31 pCt. flüchtigen Bestandtheilen), wie aus den Analysen ersichtlich:

	I.	II.
C	80,36	79,21
H	3,04	3,13
N, S, O.	1,20	3,44
Asche	15,40	14,22
Specifisches Gewicht	—	1,363

Nach Rosenthal[1]) stellt sich der Aschengehalt der Edelkohlen der Casseler Gegend geringer als der der gewöhnlichen Braunkohlen, während man von vornherein das Umgekehrte erwarten könnte, da bei der Contactmetamorphose die Aschenbestandtheile nicht, wohl aber andere Stoffe verjagt werden, so dass erstere nach der Umänderung in den Kohlen eine relative Anhäufung erfahren mussten. In solchen Fällen wird man mit Rosenthal schliessen, dass die Aschenbestandtheile zum grossen Theil erst nach der Umänderung in die porösen Braunkohlen, aber nur in Spuren in die dichten Edelkohlen infiltrirt sind.

[1]) Zeitschrift f. pract. Geologie 1893, S. 378.

Auch die tertiären Gesteine sind in der Nachbarschaft der Basalte zuweilen verkieselt, ähnlich wie es beim Muschelkalk erwähnt ist. Ohne auch hier eine unmittelbare Verknüpfung der Basalteruptionen mit solchen Kieselbildungen als sicher annehmen zu wollen, sei auf einige hierher gehörige Angaben hingewiesen, so auf Verkieselungen, welche tertiäre Sande erfahren, auf Kieselsinter im Anthracit des Meissners und verkieselte Hölzer im Tertiär des Hirschberges und Meissners. An einem interessanten Vorkommen bei Böddiger unfern Wabern habe ich mehrfach sehr schöne, weisse, verkieselte Hölzer und ferner grau und gelblich gefärbte Opalmassen gesammelt, die lose, dicht über dem Dorfe Böddiger in den Feldern reichlich liegen. Ich verdanke die genauere Kenntniss dieses schon von den älteren Autoren erwähnten Fundortes Herrn Dr. Denckmann.

Die diluvialen und alluvialen Bildungen im Basaltgebiete haben für die hier in Rede stehenden Verhältnisse nicht die Bedeutung der älteren bezw. mit dem Basalt gleichalterigen Ablagerungen. Die basaltischen Eruptionen hörten in der Tertiärzeit auf.

Der Untergrund des Basaltgebietes birgt auch **Eruptivgesteine,** wie es durch anstehende Massen bekannt ist und wie aus Einschlüssen in Basalt und basaltischen Tuffen geschlossen werden muss.

Granite kommen als Bruchstücke im Basalt von Burghasungen, des Erzeberges bei Balhorn und von Wolfshagen vor. Die betreffenden Stücke verdanke ich Herrn Dr. Leppla. Vom Hohenberg bei Bühne hatte ich schon früher solche angegeben.

Es sind alle im Ganzen helle Gesteine mit gelblichweissem Feldspath, rauchgrauem oder weisslichem Quarz und mit einem Geäder oder sumpfartigen, schwarzen Flecken, welche dunkler Glimmer beim Einschmelzen geliefert hat. Im Granit von Burghasungen findet sich neben Orthoklas reichlich trikliner Feldspath. Recht zierlich erscheinen hier Neubildungen kleiner, nach einer oder zwei Richtungen lamellirter Plagioklase in der Form wie man sie bei Orthoklaseinschlüssen in Basalten öfter sieht. Die Durchschnitte liegen in gelbbraunem Glase mit dunklen Spinellen.

Dies aus Biotit entstandene Glas ist zuweilen durch hellere und dunklere Schlieren fluidal. Es enthält im Contact mit Quarz oft Säulchen von hier monoklinem Augit. Wo verrundete Quarze am Feldspath liegen, gewahrt man zuweilen um den Quarzkern einen breiten, hellen, isotropen Schmelzhof.

Bemerkenswerth ist der sehr kleine Winkel der optischen Axen, welchen die Orthoklase im Granit von Wolfshagen zeigen. Wahrscheinlich hat man es mit einer Hitzewirkung zu thun.

Pegmatitartige Quarzfeldspathgesteine kommen z. B. in den Basalten vom Häuschenberg bei Rothwesten und des Hohenberges bei Bühne als Einschlüsse vor, auch im Basalt des Baunsberges bei Cassel und im Basalttuff des Steinbruches an der Wand im Habichtswalde. Ein pegmatitartiger Habitus wird durch das Zusammenvorkommen von mehr oder minder grossen Körnern eines gelblich-weissen, trüben, seltener klaren Feldspaths mit groben Massen rauchgrauen Quarzes hervorgerufen; jedoch fehlt Glimmer. Der Quarz bildet Körner oder umschlingt in krummschaligen Lagen den Feldspath und ist auf den Bruchflächen der Stücke öfter in parallelen Zügen zu erblicken. Nicht selten haben diese Einschlüsse einen durch eine krümelige Structur des Feldspaths bedingten nur lockeren Zusammenhalt. Andere Stücke sind compact und fest. Der gelblich-weisse Feldspath, der besonders bei den Stücken vom Häuschenberge zuweilen wallnussgrosse Körner mit nach 0 P (001) schaligem Aufbau bildet, wurde für Orthoklas gehalten, doch gaben solche Proben keine deutliche K-Reaction, zeigten auch in Schliffen Zwillingslamellirung. Zerdrückt man die Feldspathe der pegmatitartigen Massen und bettet die Bruchstücke in Oel ein, so kann man oft Blättchen mit dichtgedrängten, schmalen Lamellen beobachten. Auf 0 P (001) findet man Schiefen der Auslöschung von etwa $2^1/_2$ — 3^0, auf ∞ P $\breve{\infty}$ (010) solche von etwa 8^0 und zwar nach der Umgrenzung zu urtheilen im positiven Sinne gelegen. Allem Anschein nach nimmt also am Aufbau dieser pegmatitartigen Massen ein dem Oligoklas nahestehender Feldspath einen sehr wesentlichen Antheil. In einem Stück vom Häuschenberg wurden rothe Granatkörner bemerkt.

Gabbro, Norit, Augitdiorit. In einzelnen Basalten und Tuffen finden sich Plagioklas-Augitgesteine, welche ich unter dem nöthigen Vorbehalt als protogene Bildungen oder Urausscheidungen basaltischer Massen im ersten Theile dieser Arbeit bezeichnet habe. Eine Reihe neuer Funde ist inzwischen hinzugekommen. Es sind die Vorkommnisse, wie früher, auch hier bei den Basalten selbst (S. 73) erörtert, wenn auch in dem Bewusstsein, dass sich die protogene Natur der Stücke nicht streng beweisen lässt.

Von einzeln im Basalt oder Basalttuff liegenden, dem Basalt fremden Mineralien ist hauptsächlich Quarz zu nennen. Seine Contactverhältnisse sind schon im ersten Theile dieser Arbeit ausführlich behandelt. Es sei hier noch eigenthümlicher Einschlüsse eines körneligen, licht amethystfarbenen Quarzes gedacht, wie sie nach mir vorliegenden, der Königl. preussischen geologischen Landesanstalt gehörenden Stücken im Tuffe des Steinbruches an der Wand im Habichtswalde vorkommen. Auch ich habe an Ort und Stelle solche Quarze gesehen. Ferner erscheint hier weisslicher Quarz. Erwähnt seien dann noch ausser Braunkohlenquarziten im Tuff am Kuhberge (Habichtswald), Milchquarze von Gangcharakter im Tuffe bei Böddiger.

Beziehungen zwischen dem Auftreten der Basalte und dem Aufbau des Untergrundes.

Bekanntermaassen bringt man Dislocationen und Eruptionen mit einander in ursächliche Verknüpfung, und zwar, entgegengesetzt den älteren Anschauungen in der Art, dass man die Eruptionen als Folgeerscheinungen der Schichtenstörungen auffasst. Von letzteren erscheinen Schollensenkungen als die wohl am meisten verbreitete Art. Solche sich senkende Erdrindentheile werden durch Spalten in Theilstücke gegliedert, und es ist damit die Möglichkeit gegeben, dass eruptive Massen in vielen schmalen Hohlräumen emporsteigen, z. Th. selbst bis zur Erdoberfläche, und dass somit Eruptionsgebiete mit Ergussgesteinen entstehen.

Wie oft erörtert ist, stehen Faltungen vielfach mit solchen Senkungen in Verbindung. Als eine den Schichtengrundriss ver-

kleinernde Bewegung schaffen erstere für die Senkungen Raum, und deshalb mögen, obwohl das Bestreben nach Senkungsbewegungen in der Erdkruste das allgemeinere und ursprüngliche ist, diese letzteren oft erst durch Faltungen ausgelöst werden und ihnen nachfolgen. Es ist einleuchtend, dass durch Faltungen, z. B. schon durch verschieden starke oder gar entgegengesetzt gerichtete Wölbung der Schichten, die Möglichkeit zur Bildung grosser Hohlräume im Erdinnern gegeben ist. Erfüllen sich diese mit Magmenmassen, so können Tiefengesteine entstehen.

Man könnte somit geneigt sein, Schichtensenkungen als günstig für das Zustandekommen grösserer Eruptionsfelder mit Ergussgesteinen, Schichtenfaltung als geeignet für die Bildung von vereinzelten liegenden Tiefengesteinsmassen anzusehen. Und es mag dies im grossen Ganzen zutreffen. Allerdings muss man betonen, dass eine Verallgemeinerung in dem Sinne, dass Senkungen nur Bildungen von Ergussgesteinen, Faltungen nur solche von Tiefengesteinen veranlassen, natürlich nicht zulässig ist, denn einmal können auch Schichtensenkungen grössere flache Hohlräume im Erdinnern schaffen, wenn der Zusammenhalt parallel den Schichtflächen gelöst wird. Anderseits ist es, wie A. v. KOENEN nachdrücklich hervorgehoben hat, nicht wohl denkbar, dass, wenigstens in den oberen Horizonten der Erdrinde, Faltungserscheinungen ohne Spaltenbildungen vor sich gehen, und so können, nach bekannter Annahme, von im Innern der Erdkruste befindlichen und mit Tiefengesteinen erfüllten Hohlräumen nach oben mit Eruptivgesteinen gefüllte Spalten sich erstrecken, die vielleicht sogar Oberflächenergüssen als Wege gedient haben. SUESS hat, wie bekannt, in seinem »Antlitz der Erde« entsprechende »Denudationsreihen« vorgeführt. Abgesehen von dem Falle einer »Aufschmelzung«, setzen ja mit Tiefengesteinen erfüllte Hohlräume auch Spalten nach unten als Zufuhrwege für tiefer gelegene Magmen voraus. Wo solche Zufuhrwege fehlen, müssen die inneren Faltungsräume leer bleiben.

Als Ursache für das Empordringen der Schmelzflüsse aus der Tiefe an die Erdoberfläche wird man das Schollen-

absinken wohl nicht in Anspruch nehmen können, wenigstens nicht in der Art, als ob die sich senkenden Gesteinsmassen durch ihr Gewicht eruptives Material in den entstandenen Spalten emporgepresst und zum Ausfliessen aus den Spaltenmündungen auf der Erdoberfläche gebracht hätten. Eine allein der Schwerkraft gehorchende, sich senkende und auf die Oberfläche von basaltischen Magmenmassen sinkende Gesteinsscholle würde auf dem schwereren Basalt schwimmen und nicht im Stande sein, durch ihr drückendes Gewicht basaltisches Magma zum Ausfluss zu bringen. Aus der Beobachtung, dass gerade in und an Senkungsfeldern Ergussgesteine häufig auftreten, darf man zunächst wohl nur auf das reichliche Vorhandensein gangbarer Wege zur Oberfläche schliessen. Die Ursache für das Emporsteigen der Laven muss wohl in anderen bei Faltungen ja auch erklärlichen drückenden Kräften und im Sinne Reyer's u. A. in der Entwicklung absorbirter Gase und Flüssigkeiten gesucht werden.

In dem in Rede stehenden Gebiete haben, abgesehen von etwaigen archäischen Bildungen, Eruptionen von Ergussgesteinen bereits in paläozoischen Zeiten stattgefunden. Die devonischen und wie man annimmt auch noch culmischen Diabase Nordwestdeutschlands haben in ihrer geologischen Erscheinung unverkennbare Aehnlichkeiten mit den tertiären Basalten. Es ist wahrscheinlich, dass auch das Auftreten der Diabase eine tektonische Ursache gehabt hat. Zusammenbrüche und Senkungen nach Aufthürmung des Suess'schen caledonischen Gebirges mögen den Diabaseruptionen Wege geschaffen haben. Die ausgiebigen Faltungen nach Abschluss der Culmperiode öffneten Hohlräume für gewaltige Magmenmassen, wie sie durch Erosion nunmehr im Harze als Tiefengesteine von Granit und Gabbro zwischen den aufgeblätterten paläozoischen Schichten blossgelegt sind. Die sich in der Zeit des Rothliegenden reichlich ausbreitenden Ergussgesteine waren vielleicht mit Gebirgssenkungen verknüpft, die sich an die Faltungsprocesse angereiht haben mögen. Nach der langen Ruhepause während der ganzen mesozoischen Zeit machten sich bekanntlich die gebirgsbildenden Kräfte von Neuem geltend durch Faltung der bislang nicht in ihrer horizontalen Lagerung

gestörten mesozoischen Schichten und durch sich anschliessende Schollenbewegungen nach unten. Die tertiären Störungen schafften Wege für die Basalte. Es mussten sich letztere ihre Bahn durch einen verwickelt aufgebauten Untergrund suchen. Ihre Erscheinung auf der heutigen Erosionsfläche ist aber natürlich wesentlich bestimmt durch die Tektonik der sammt dem Zechstein auf den paläozoischen discordant liegenden mesozoischen Sedimente.

Besonderes Interesse haben die Vorkommnisse, welche unmittelbar an bedeutsame Störungsstreifen angegliedert sind, wie vor allen die grossartigen Ergüsse des Meissners und des Hirschberges, welche an der Seite einer viele Meilen langen, in NNO.—SSW.-Richtung verlaufenden Grabenversenkung stehen.

Fig. 4 stellt in schematischer, verkleinerter Wiedergabe ein Profil durch diesen Grabenbruch zwischen dem Hirschberg und Meissner dar, wie es durch die Darlegungen von Moesta und Beyschlag klar gestellt ist. Das von letzterem Forscher der Erläuterung zu Blatt Gross-Almerode beigegebene Profil liegt der obigen Skizze zu Grunde[1]). Während das Senkungsfeld von basaltischen Eruptionen wenigstens auf der jetzigen Oberfläche nichts merken lässt, erhebt sich auf der Westseite der Hirschbergbasalt auf einer Spalte. In ihrem Weiterstreichen finden sich die Basalte des Steinberges, Bilsteins und Klotzes, während die

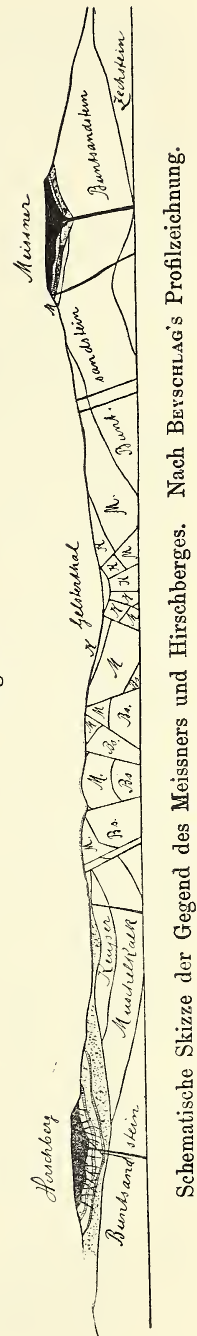


Fig. 4.

Schematische Skizze der Gegend des Meissners und Hirschberges. Nach Beyschlag's Profilzeichnung.

[1]) Der Meissner ist am Tiefsten des Basaltes hier mit einem Zufuhrkanal versehen, der abgesehen von der etwaigen Andeutung eines solchen, wie sie der Friedrichstollen gegeben hat (vergl. S. 43), natürlich willkürlich und mit dem nöthigen Vorbehalt hineingezeichnet ist.

Ostspalte durch die Basaltergüsse am Vogelheerd, Heiligenberg und Schwimelstein in ihrem Laufe gekennzeichnet ist.

SO.-NW.-Reihen von Basaltbergen bezw. -gängen, wie sie nach A. v. Koenen auch in der Rhön auftreten, fehlen in dem hier zu behandelnden Gebiete nicht. So trifft man in der von Graul geschilderten Sollingspalte, die sich bei Bodenfelde in NW.-Richtung erstreckt, verschiedentlich Vorkommnisse von Basalt. Ein SO.-NW.-Gang ist vortrefflich am Hüssenberg bei Eissen aufgeschlossen, ein anderer am Ittersberg in der Gegend von Gudensberg.

Schon Scrope hatte die Ansicht, dass Muldenspalten für Eruptionen besonders günstig sind[1]), da bei ihnen der Hohlraum nach unten klaffend sich verbreitert. Nach A. v. Koenen befördern in der That solche Spalten besonders häufig Basaltmassen zur Oberfläche[2]). An einer ganzen Reihe von Orten wurde von ihm ein Einfallen der Sedimentunterlagen gegen den auflagernden Basalt beobachtet.

Beyschlag[3]) spricht sich über den Gegensatz zwischen Mulden- und Sattelspalten im Basaltgebiete dahin aus, dass »die von nach unten divergirenden Spalten begrenzten Grabenbrüche in der Muldenlinie durch Nachsinken hangender Schichten zu breiten Versenkungsthälern sich ausbilden, während die parallel der Sattellinie verlaufenden Spalten von nach unten convergirenden Sprüngen begrenzt, sich als einfache oder parallele, in der Oberflächengestaltung wenig hervortretende Risse, oft ohne auffallende Einsenkung, darstellen. Die letzteren Spalten — den Sattellinien parallel laufend — zeichnen sich besonders häufig dadurch aus, dass sie dem emporsteigenden Basaltmagma den Ausweg boten«.

Es ist hier heranzuziehen, dass sehr wahrscheinlich die Ausbildung von oberflächlich zur Geltung kommenden Mulden und Sätteln der Tertiärfaltung nur Dyas, die mesozoischen und ev. tertiären Schichten betrifft. Die nordöstlich streichenden paläo-

---

[1]) G. Poulett Scrope, Ueber Vulkane. 1825. 2. Aufl. 1862. Deutsch v. A. v. Kloeden. 1872, S. 39.

[2]) Dieses Jahrbuch für 1885, S. 72.

[3]) Erläuterungen zu Blatt Gross-Almerode. 1886, S. 33.

zoischen Schichten sind wohl durch die tertiären gebirgsbildenden Kräfte im grossen Ganzen nicht neu gefaltet, sondern durch Spalten zerstückelt und mit ihrer Last jüngerer Sedimente z. Th. versenkt. Regelmässige Schichtenaufrichtungen tertiärer Faltung werden sich wahrscheinlich nur in der auf den aufgerichteten paläozoischen Schichten discordant ruhenden Hülle jüngerer Gesteine in ausgedehntem Maasse finden. Der eigenthümliche Verband der in NO. streichenden alten Schichten mit den vielfach SO. also senkrecht zu ihnen laufenden oder etwa nach N. streichenden jüngeren Gesteinen legt schon die Auffassung nahe, dass die scheinbaren Sättel und Mulden grösseren Maassstabes in den mesozoischen Schichten in Wirklichkeit aus Schollen bestehen, die durch Spalten, wenigstens in den »Sattel- und Muldenlinien« getrennt sind, welche Auffassung bekanntermaassen A. v. Koenen durch Erörterung anderer von ihm studirter Verhältnisse immer mehr begründet hat.

Die eigentlichen Vorrathsräume basaltischen Materials sind selbstverständlich in grosser Tiefe unter den sedimentären Gesteinen zu suchen. Es stieg an vielen Orten auf den archäische, paläozoische, mesozoische auch tertiäre Schichten durchsetzenden Spalten empor, durchbrach somit auf vorgezeichneten Wegen, zuweilen vielleicht sich auch selbst Bahnen schaffend oder erweiternd, die Sedimente, Spalten erfüllend, mit Vulkanen sie im Falle localer explosiver Thätigkeit besetzend, oder sie mit dem erstarrten Schmelzflusse wie mit einem Pflaster eine Schnittwunde bedeckend.

Bezüglich des Alters der Basalteruptionen ist nicht uninteressant zu lesen, wie schon 1820 Keferstein eine geologisch junge Ausbruchszeit annahm. Er schreibt [1]: »Diese Emporsteigung der basaltischen Massen und Emporhebung der Flötze geschah zu einer Zeit, wo die Flötze des Muschelkalks und der Braunkohlen-Formation bereits gebildet waren und erfolgte wohl erst hier die Bildung der Hauptthäler des Schiefergebirges, wie des Thals des Rheins, der Mosel u. s. w. durch Zerreissung.«

[1]) Leonhard's Taschenbuch 1820, Bd. 14, 2. Abth., S. 349.

Nach A. v. Koenen hat man den Beginn der Spaltenbildung in die Miocänzeit zu verlegen. Die SO.-NW.-Spalten sind die älteren, die NS.-Gräben die jüngeren Bildungen. Auch Beyschlag hält die Basalte für miocäne Bildungen, entscheidet sich aber nicht für einen allgemeiner gültigen Altersunterschied der beiden Hauptstörungen. Natürlich werden die Schichtenaufrichtungen und Schollensenkungen lange Zeiträume angedauert haben. Wie bekannt, entstanden nach A. v. Koenen Verwerfungen noch in diluvialer Zeit. Eine längere Fortdauer der Schichtenbewegung wird schon durch das diluviale Alter benachbarter rheinischer Vulkane nahe gelegt. Dass nach Bildung der Basalte noch Störungen vorkamen, bemerkt man an Verwerfungen, welche Basalte oder ihre Tuffe durchsetzen, wie man sie nach Leppla [1]) am Knüll und bei Burghasungen in der Nähe des Habichtswaldes beobachten kann. Eine vortrefflich aufgeschlossene Spalte mit schönen Harnischwänden fand ich im Basalttuff des Hüssenberges bei Eissen. Sie streicht NW.-SO. und fällt steil gegen NO. ein.

Geologische Erscheinungsart der Basaltvorkommnisse.

Schilderung typischer Beispiele.

Schon manche der älteren Autoren brachten die Basaltvorkommnisse mit Spaltenzügen in der Erdkruste in Zusammenhang. Da eine Spalte oft nicht auf ihrer ganzen Länge geklafft haben wird, so erklärt sich in bekannter Art der Aufbau einzeln liegender Eruptivmassen, während bei weithin offenen Spalten die Gangnatur deutlicher sich offenbart. Da bei nur an vereinzelten Stellen offenen Spalten sich die Eruptionsthätigkeit örtlich concentrirt, werden solche Stellen Veranlassung zu vulkanischen Aufschüttungen geben können, deren Aufbau explosiver Thätigkeit zuzuschreiben ist. Doch lässt sich das schwerlich verallgemeinern; man kann sich sehr wohl vorstellen, dass auch aus einer örtlich verhältnissmässig sehr beschränkten, offenen Stelle einer Spalte sehr grosse, ruhige Ergüsse erfolgen können.

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1889, LXIX.

In Hinsicht auf die Zuführung basaltischen Materials zur Erdoberfläche sind die

Basaltschlöte

interessant. In eingehender Darstellung hat BRANCO[1]) über eine grosse Anzahl vertical niedersetzender, im Querschnitt rundlicher, mit basaltischem und zersprengten sedimentären Material gefüllter Kanäle berichtet, welche in der Gegend von Urach in Schwaben vorkommen, und die der genannte Forscher als Explosionsröhren kennzeichnet. Sie sind nach BRANCO unabhängig von Spalten, nicht als örtliche Erweiterungen solcher aufzufassen, vielmehr als selbstständige durch die Gewalt vulkanischer Explosionen ausgebohrte Röhren anzusehen. Es lag nahe, nach analogen Bildungen dieser eigenthümlichen Erscheinungen, die mir auf dem Ausfluge der Deutschen geologischen Gesellschaft 1896 in ein paar Beispielen bekannt wurden, unter den norddeutschen Vorkommnissen zu suchen.

Ein ausgezeichnetes Beispiel für einen niedersetzenden Schlot fand ich im Hüssenberg bei Eissen. Der Kanal steht mit seinem aufgeschlossenen Ende in Gypskeuper und ist mit basaltischen Auswürflingen und Bruchstücken sedimentärer Gesteine ausgefüllt. Auch verzweigen sich basaltische Gänge in dem tuffartigen Ausfüllungsmaterial. Eine genauere Beschreibung ist weiter unten (S. 60) gegeben. Vor Allem wichtig ist aber die deutliche Verbindung dieses runden Schlotes mit einem auf 100 Meter zu verfolgenden Basaltgang (vergl. Fig. 17, S. 61). Hiernach kann dieser Schlot vielleicht nur eine rundlich umschriebene Erweiterung einer Spalte vorstellen. Der erwähnte Basaltgang streicht in einer Mächtigkeit von 1—2 Meter an den Hüssenberg heran, setzt in ihn hinein, ist aber auf der anderen Seite nicht zu sehen, also wohl geschlossen, sodass kein Basaltmagma hier eindringen konnte. Vielleicht endigt die Spalte auch im Berge. Zur näheren Beurtheilung ist S. 60 u. f. zu vergleichen.

Ueber einen anderen Basaltschlot, im Lammsberge, west-

[1]) BRANCO, Schwabens 125 Vulkan-Embryonen. 1894. (Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1894/95.)

lich Volkmarsen, berichtet Leppla [1]). Der Eruptionskanal wird allseitig von mittlerem Buntsandstein umgeben und hat etwa 50 bis 70 Meter Durchmesser. Von Wichtigkeit ist Leppla's Bemerkung, dass eine Seite der Begrenzung sich als deutliche Verwerfungsspalte zeigt [2]). Kuchenbuch [3]) beobachtete im »Lammersberg« bei Volkmarsen »drei trichterförmige Höhlungen, deren zwei nördlich gelegene sich nach oben vereinigten, deren südliche aber von jenen durch einen etwa 20 Meter betragenden Buntsandsteinrücken getrennt ist. Der eigentliche Basalt ist fast ringsum von einem Tuffmantel von wechselnder Mächtigkeit — 20 Centimeter bis 4 Meter — umgeben. Das Tuffgestein besteht aus Basaltmasse mit darin eingekneteten Buntsandsteinbrocken«.

Ein Basaltschlot in der Blauen Kuppe bei Eschwege ist schon S. 16 erwähnt und abgebildet. Auch bei ihm sind Anzeichen vorhanden, dass er auf einer Spalte oder mehreren steht. Moesta vermuthet eine gangförmige Verbindung zwischen der Blauen Kuppe und dem benachbarten Staufenbühl. Ferner kann man an einer Stelle im veränderten Sandstein stark umgebogene Schichten neben Basalt beobachten, die den Eindruck einer ausgezeichneten Schleppung machen, wie sie an Spaltenwänden vorkommt. Allerdings könnte es sich hier auch um eine Erweichungserscheinung des schmelzenden Sandsteins handeln. Auch die älteren Autoren sprechen bei der Beschreibung der Blauen Kuppe von Gangbildungen im Sandstein.

Ich setze bei dieser Gelegenheit hierunter nach Leonhard (Basaltgebilde) eine Skizze, die ein keilförmiges Anschwellen des Basaltes nach unten und eine Apophyse zeigt.

Man erkennt, dass eine vollständige Analogie der erwähnten mit den schwäbischen Basaltschlöten nicht statt hat, da bei ersteren in Anbetracht der Verbindung des basaltischen Materials mit

---

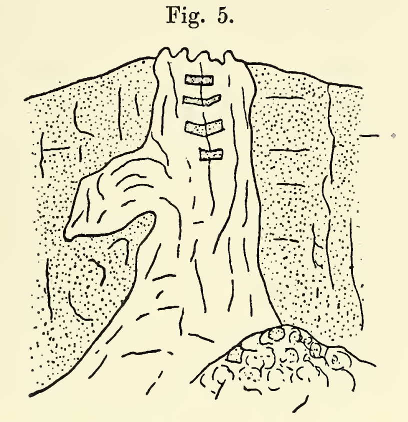
[1]) Dieses Jahrbuch für 1889, LXVIII.

[2]) Nach brieflicher Mittheilung hält Herr Dr. Leppla die Spaltenbildung für älter als die Basalteruption wegen der plattigen Absonderung des Basaltes in der Nähe der Spaltenwand und auch weil mechanische Zertrümmerung im Basalt fehlt, während sie im Buntsandstein sehr häufig ist.

[3]) Dieses Jahrbuch für 1890, 95.

Spalten die Auffassung der Schlöte als Spaltenerweiterungen nicht ohne Weiteres von der Hand zu weisen ist. Die Deutung der

Fig. 5.



Blaue Kuppe bei Eschwege. Nach LEONHARD.

Uracher Schlöte wird selbstverständlich durch die erwähnten Beispiele nicht berührt.

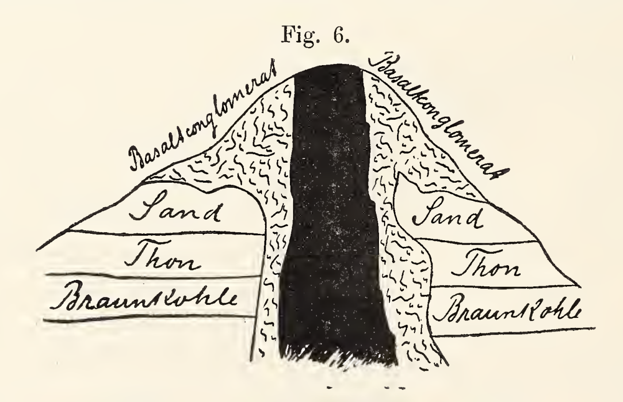
Schwieriger wird die Auffassung, wenn nicht wie bei den angegebenen Beispielen grosser Steinbruchsbetrieb einen Einblick in den Aufbau der Eruptivmassen gestattet. Es sei zunächst hier noch beachtenswerther Vorkommnisse gedacht, über welche LEPPLA kurz berichtet [1]). Man wird unwillkürlich an die Uracher Explosionsmassen erinnert, wenn dieser Forscher von eigenthümlichen Tuffen spricht, welche, wie z. B. am Ofenberg, westlich Wolfshagen, kleinere Basaltkerne umgeben. Sie stehen im Gegensatz zu den gewöhnlichen, geschichteten Tuffen. »Neben diesen Tuffen trifft man häufig um die kleineren, isolirten Basaltvorkommnisse (z. B. am Ofenberg, westlich Wolfshagen) lockere, scheinbar ungeschichtete, sehr grobe Anhäufungen von Basaltblöcken, Olivineinschlüssen, Bruchstücken des Nebengesteins und Mineralausscheidungen (Glimmer, Hornblende u. s. w.). Das äussere Ansehen, der Mangel an Schichtung, die ungleiche Grösse der einzelnen Gesteinsbrocken unterscheiden diese tuffartigen Gesteine von den mit Hülfe des Wassers abgelagerten, geschichteten Tuffen. Im

[1]) Dieses Jahrbuch für 1889, LXVIII.

Kern dieser Anhäufungen steckt in der Regel das eigentliche Eruptivgestein. An einigen anderen Stellen (Wallenstein am Knüll, Züschen in Waldeck u. s. w.) bemerkt man kleine, zum Theil gangartige, d. h. eine vorwaltende Längserstreckung besitzende Vorkommen von wenig verkitteten, ungleich grossen Basaltbrocken und Bruchstücken des Nebengesteins, also im Allgemeinen Gesteine, welche den vorbeschriebenen tuffartigen Massen gleichstehen. Als Reste von zur Tertiärzeit auf horizontaler Unterlage abgesetzten Tuffen können diese Anhäufungen nicht angesehen werden, denn ihr heutiges Auftreten steht in keiner Beziehung zum Verbreitungsgebiet der tertiären Ablagerungen, verdanken sie vielmehr der Erosion. Auch die Längsform der Vorkommen spricht dagegen. Dasjenige von Wallenstein erhebt sich aus der Sohle eines nicht eben breiten, ziemlich tiefen Thales im Buntsandsteingebiet. Ein anderes, dasjenige am Waldrand 1200 Meter westlich Züschen, fällt unmittelbar mit einer Verwerfungsspalte zusammen. Man wird daher zu der Annahme gezwungen, dass diese Trümmerwerke von Basaltmaterial Spalten beziehungsweise Eruptionskanäle ausfüllen. Es ist auch nicht ausgeschlossen, dass es sich mit den unmittelbar vorher beschriebenen tuffartigen Massen ähnlich verhält.«

Es sei hier auch der Ziegenberg im Habichtswalde noch angeführt, der nach Strippelmann [1]) aus einem Basaltpfeiler und

Fig. 6.



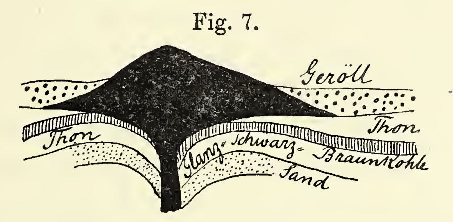
Ziegenberg, Habichtswald. Nach Strippelmann u. Leonhard.

[1]) Leonhard, Basaltgebilde I, S. 315.

rundum letzteren bekleidenden Basaltconglomerat besteht. Ich gebe hierneben ein Profil wieder, das nach den Angaben STRIPPELMANN's von K. C. v. LEONHARD in seinem Werke über die Basaltgebilde veröffentlicht ist.

Aus neuerer Zeit stammen Angaben über den Ziegenberg von ROSENTHAL[1]). Letzterer erwähnt, dass das Braunkohlenflötz an diesem Berge den Basaltkern wie ein Trichter umgiebt. Auf einem Profil erscheint das Flötz wie in den Schlund hineingezogen, und es wird von Rosenthal die Vermuthung ausgesprochen, dass dies in der That beim Erkalten und Schrumpfen der gluthflüssigen Basaltmasse geschehen sei. Es lässt sich vielleicht auch annehmen, dass nach Bildung des Hohlraumes randlich sich die Schichten, der Schwerkraft Folge leistend, in ihn hineinsenkten. Das untenstehende Profil ist nach der schematischen Skizze ROSENTHAL's gefertigt.

Fig. 7.



Ziegenberg, Habichtswald. Nach ROSENTHAL.

Verschieden gedeutet ist eine pilzförmige Basaltmasse, welche durch den Braunkohlenbergbau am Meissner angefahren ist. Die gewaltige, einst vielleicht 300 Meter mächtige, eruptive Decke dieses Berges sendet nach unten eine 110 Meter dicke Basaltmasse aus, welche mit einer horizontalen Strecke vom Friedrichstollen aus an ihrer Grenze kreisförmig umfahren wurde. Die Grenzfläche zwischen Basalt und tertiärem Sand neigt stets nach dem Inneren des Stiels und zwar unter dem beträchtlichen Winkel von 40 bis 80°. MOESTA[2]) glaubte mit zweifelloser Sicherheit in diesem Basaltstiel eine Ausbruchsstelle des Meissnerbasaltes zu erkennen.

---

[1]) Zeitschr. für prakt. Geologie 1893, S. 378.

[2]) Geologische Schilderung der Gegend zwischen Meissner und Hirschberg. Diss. 1867.

Beyschlag[1]) hält die betreffende Basaltmasse für eine durch Einfluss von oben entstandene Ausfüllung einer napfförmigen Vertiefung des Untergrundes, auf welcher der Basalterguss stattfand. Es ist nicht zu erhoffen, dass eine ganz sichere Erkenntniss der interessanten Erscheinung alsbald erfolgen wird, da es nicht im Interesse des Bergbaues liegt, die Unterfläche des event. Napfes bloss zu legen, denn nach der Vertiefung zu verdrückt sich das Kohlenflötz. Es erreicht fast nirgends mehr die Stollenebene am Basalt. Besonders in Anbetracht der steilen Neigung der trichterförmigen Grenze zwischen Basalt und Nebengestein bin ich geneigt, das Vorkommen mit dem nöthigen Vorbehalt für einen in die Tiefe setzenden Schlot zu halten.

Ob bei Annahme der merkwürdigen Basaltmasse als Basaltstiel die Ausfüllung eines reinen Explosionsrohres vorliegt oder ob eine Spaltenerweiterung anzunehmen ist, hat der Bergbau nicht sicher ergeben. Eine seitliche Fortsetzung des Pilzes in eine Spalte ist aber bislang nicht gefunden. In einer überaus reichlich von Spalten durchsetzten Gegend hat es wohl mehr Wahrscheinlichkeit, von vornherein ein Empordringen von Ergussmassen auf Spalten anzunehmen eher als ein actives Durchbrechen der Decke mittelst eines Explosionsrohrs, da ja in den Spalten Wege für die emporgedrückten Magmen vorlagen, die dann aber wohl hier und da örtlich weiter ausgeblasen sein mögen. Auch A. v. Koenen erblickt in dem erwähnten Vorkommen am Meissner einen Zuflusskanal.

Gänge.

Solche Bildungen finden sich als Quer- und als Lagergänge; natürlich erscheinen erstere schon wegen der meist wenig geneigten Schichtenlage häufiger als letztere.

Der Verlauf der Quergänge im Streichen ist auf kürzere Strecken zuweilen schnurgerade. Einen S-förmig gewundenen Gang zeichnet Schwarzenberg[2]) auf einer »petrographischen Skizze«, gelegentlich der Schilderung des Ahnethals im Habichtswalde. Interessant ist ein unvermitteltes seitliches Abspringen

---

[1]) Erläuterungen zu Blatt Allendorf 1886.

[2]) Studien des Götting. Vereins bergm. Freunde, II, 195, 1828.

und verschobenes, zur ersten Richtung paralleles Fortsetzen, wie man es früher an einem Basaltgange am Kratzenberge bei Cassel beobachten konnte.

Besonders reichlich setzen die Gänge in nordsüdlicher Richtung auf, entsprechend dem Längsverlauf des Senkungsfeldes. Erwähnt seien als Beispiele ein nach UTHEMANN 125 Meter breiter Gang, der durch den östlichen Hirschberg hindurchstreicht und durch Bergbau aufgeschlossen ist, der bereits genannte Gang am Kratzenberg bei Cassel, der nur einige Fuss Mächtigkeit besitzt, einer auf dem Gr. Schreckenberg bei Zierenberg. Als Rückgrat eines förmlichen Berges stellt sich der NS.-streichende Basalt des Backenberges bei Güntersen (Dransfeld) dar. Auch die älteren, südost-nordwestlich verlaufenden Spalten sind zuweilen als basaltische Narben deutlich zu verfolgen. Auf etwa 100 Meter bloss gelegt ist ein nur etwa 1—2 Meter breiter Gang, der in den Hüssenberg bei Eissen hineinläuft und als niedrige Mauer aus Gypskeuper hervorragt. In derselben tektonisch wichtigen Richtung erstreckt sich ein petrographisch interessanter Gang am Ittersberg (Gegend von Gudensberg). Seine Mächtigkeit beträgt etwa 15 Meter. In der Mitte ist seine Masse in horizontale Säulen gegliedert, die aus compactem Basalt bestehen. Nach den Salbändern zu fehlt die prismatische Absonderung, und es stellt sich allmählich eine immer blasenreichere Entwicklung ein, bis schliesslich im Contact mit den Tuffmassen, welche den Gang einschliessen, an der rechten und linken Gangseite ein Basalt mit grossen Blasenräumen erscheint.

Wie schon beim letzteren Falle ist ein Auftreten von Gängen festen Basaltes inmitten von Tuffmassen eine ziemlich häufige Erscheinung. Es verlieren sich dann öfter die Beziehungen der Gangrichtung zu der Tektonik des Untergrundes. Die Eruptivmassen sind in Spalten gedrungen, die in sehr verschiedenen Richtungen im Tuff aufgerissen sind, haben solche Spalten in dem lockeren Material wohl auch oft selbst erweitert oder geschaffen. Man wird hierbei bedenken müssen, dass es sich bei der Eruption der basaltischen Massen um Flüssigkeiten handelte, in denen ein

auftreibender Druck sich gleichmässig in die Verästelungen fortpflanzte.

Gangbildungen in Tuffen findet man z. B. im Hüssenberg bei Eissen, wo man radial gestellte und schiefeingelagerte Gangplatten vortrefflich studiren kann. In der Nähe des schon erwähnten Ittersberges birgt die kleine Erhebung des Pusbalges an der Landstrasse zwischen Holzhausen und Gudensberg einige recht deutliche Gangbildungen im Tuff. Es gewinnt dies Vorkommen Interesse dadurch, dass mehrere parallele Gänge, zwei aus compactem Gestein bestehende von je 3 Meter Mächtigkeit und zwei mit blasigem Basalt von nur etwa je 20 Centimeter Dicke in parallelem Verlaufe sich im Tuffe zeigen. Im Tuffe des Abhanges bei Böddiger findet sich fernerhin ein gut aufgeschlossener Gang. Er besteht wie die am Pusbalge aus Leucitbasalt.

Ein besonders prächtiges Demonstrationsbeispiel eines Basaltganges bietet ein Steinbruch zwischen Hirzstein und Hohebaum im Habichtswalde dar. Durch Steinbruchsarbeiten ist die Basalt-

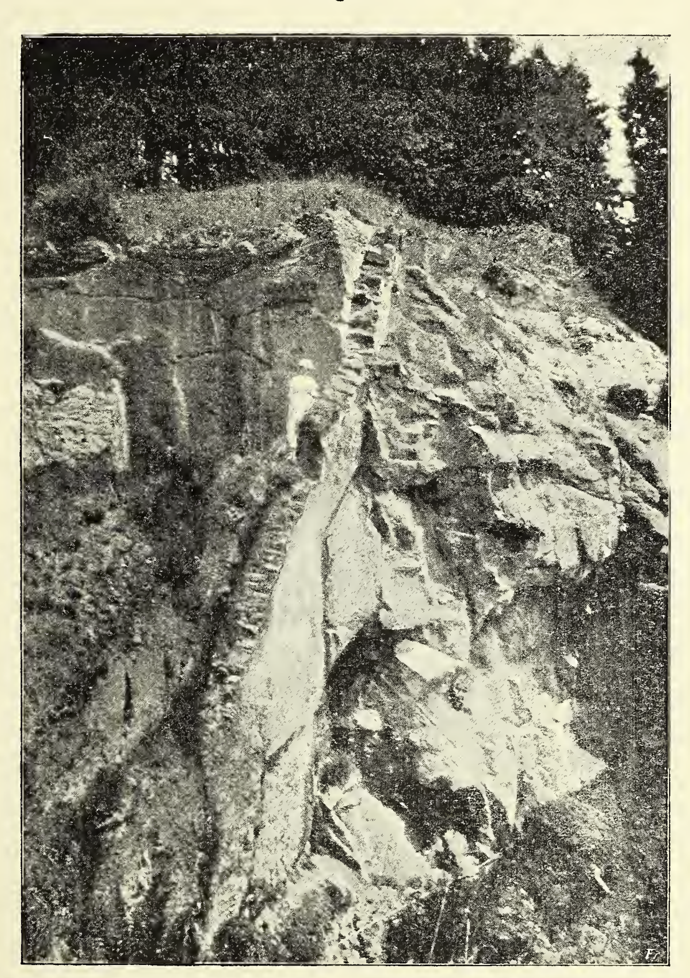
Fig. 8.



Teufelswand, Habichtswald.

platte schön blossgelegt. Sie ragt als hahnenkammartige »Teufelswand« empor und setzt in den Tuff des Steinbruches hinein, wie die Abbildungen Fig. 8 und 9 zeigen. Die Mächtigkeit des Ganges

Fig. 9.



Teufelswand, Habichtswald.

beträgt etwa $^3/_4$ Meter, sein Streichen ist ONO.—WSW. Gegen Süden hängt der Gang ein wenig über. Stellenweise ist eine Absonderung des Basaltes in horizontale Säulen gut zu sehen.

Bei nahe bei einander gelegenen Gängen wird es sich oft um Verästelungen desselben magmatischen Ergusses handeln. Das merkwürdigste Beispiel bietet in dieser Hinsicht der schon erwähnte Gang am Hirschberg dar. Ich setze hierunter nach Uthemann eine Skizze, welche die merkwürdige Verzweigung, wie sie in der Schlüsselstollen-Strecke beobachtet wurde, zur Anschauung bringt.

Fig. 10.



Hirschbergbasaltgang in Kohle. Schlüsselstollener Grundstrecke. Basalt schwarz, Kohle liniirt. Die Stösse der Strecke sind in die Ebene der Streckensohle geklappt gedacht.

Eine astartige Verzweigung von Basalt gab schon Strippelmann[1]) vom Habichtsspiel im Habichtswalde bekannt. Sie erstreckte sich in ein Braunkohlenflötz.

Verschiedentlich konnte die tektonisch bemerkenswerthe Thatsache festgestellt werden, dass keinerlei Störungen des Nebengesteins am Gange sich zeigten. In grosser Deutlichkeit kann man dies am Hüssenberggange, der in Keuper steht, beobachten. Aehnliches wird bereits 1824 von Hausmann[2]) erwähnt, und beim Kohlenbergbau hat man nach Uthemann[3]) ein Gleiches am grossen Hirschberger Gange beobachtet. (Vergl. Fig. 13, S. 55.) Bei der Erklärung für solche Verhältnisse wird vielleicht berücksichtigt werden müssen, dass gerade in Spalten, deren Spaltenwände sich nicht ausgiebig bewegt haben, ein Aufquellen von Magmen erleichtert ist. Denn in Folge von weiteren Bewegungen der Schollen an einander, wird es leichter zu Verstopfungen der Spalten kommen, als wenn nach dem Sprunge ihre gegenseitige Lage gewahrt bleibt.

---

1) Studien des Göttinger Vereins bergm. Freunde, IV, 355, 1841.
2) Ebenda, I, 524, 1824.
3) Abhandl. d. Königl. preuss. geol. Landesanst., N. F., Heft 7, 1892.

Lagergänge. Hin und wieder bieten tiefe Erosionseinschnitte Gelegenheit zur Wahrnehmung, dass in der Nähe von grösseren Basaltmassen die triadischen oder auch tertiären Sedimente von Lagergängen durchschwärmt sind. Die Entstehung solcher intrusiven Massen hängt gewiss vielfach mit der von den Basalteruptionen unabhängigen und ihr vorausgehenden Spaltenbildung zusammen. Bei Senkungen von Schichtenfolgen, wie sie sich in der hessischen Senke ja in grossartigem Maasse vollzogen haben, kann es sehr wohl zur Bildung von flachen Hohlräumen parallel der Schichtung kommen, wenn der Zusammenhalt parallel den Schichtflächen beim Absinken gelöst wird, und in solche Räume können sich Magmen von Querspalten aus ergiessen. Auch ist es verständlich, dass Querspalten bei ihrem Aufreissen in vielleicht schon gelockerte Schichtenfugen seitlich abspringen, um vielleicht verschoben ihre frühere Richtung wieder aufzunehmen. Es ist aber vielleicht auch nicht ausgeschlossen, dass zuweilen, wie bereits erwähnt, die Basaltmassen selbst sich ihre Wege parallel den Schichtfugen gebahnt haben.

Beyschlag[1]) hegt die Meinung, dass eine Anzahl der hessischen Basaltergüsse »wohl niemals Oberflächenergüsse gewesen sind, sondern Intrusiv-Massen, Einpressungen, die seitlich von Spalten aus in Buntsandstein, Muschelkalk oder Tertiärschichten injicirt wurden«.

Die Structur der Lagergangbasalte ist in den mir bekannt gewordenen Fällen eine dichte, zuweilen blasenreiche. Der Wärmeschatz der Gangmassen wurde schnell an die Umgebung abgegeben, sodass doleritische Gesteine in diesen zwar tief gelegenen, aber verhältnissmässig kleinen Räumen nicht entstehen konnten. Verfasser will hiermit nicht der Meinung Ausdruck geben, als ob bei geringem Magmenvolumen nie grobgebaute Gesteine sich verfestigen könnten. Die Entwicklung von Krystallen überhaupt und die Herausbildung besonders grosser Individuen erscheint zwar ausser von der chemischen Natur von einer nicht zu raschen Abkühlung einerseits bedingt zu sein, anderseits aber

[1]) Dieses Jahrbuch f. 1887, LXIV.

von den mehr oder weniger unbekannten »*agents cristallisateurs*« abzuhängen, sodass mehrere Umstände in einander greifen.

Von solchen Lagergängen sei zunächst das jetzt allerdings nicht mehr wie früher besonders günstig aufgeschlossene, schon 1841 von Hausmann[1]) beschriebene und abgebildete Vorkommen im Ausschnippethal am Fusse des Basalt tragenden Ochsenberges bei Dransfeld erwähnt. Es ist 3 Fuss mächtig, säulig senkrecht zu dem umschliessenden Wellenkalk abgesondert.

Schwarzenberg[2]) beschrieb anschaulich flötzförmigen Basalt im Muschelkalk des Ahnethales im Habichtswalde als einen Begleiter von Quergängen. Eine Lage war 4 Zoll, eine zweite $1^3/_4$ Fuss, eine dritte 4 Fuss mächtig. Die beiden letzteren erwiesen sich in der Mitte dicht, an den Rändern blasig und zugleich deutlich schieferig parallel zu den Schichten des Kalksteins.

Dass es sich hier um Lagergänge, nicht um Lager handelt, ist aus dem Alter des Nebengesteins ersichtlich. Schwieriger wird diese Unterscheidung bei Vorkommnissen in den tertiären Gesteinen selbst. Hier kann die Gangnatur durch die Beobachtung der Zugehörigkeit zu durchsetzenden Quergängen und aus Contacterscheinungen bekundet werden. Das erstere gelang bei dem von Strippelmann[3]) beschriebenen Lagergange am Habichtsspiel im Habichtswalde. Von einem Hauptgange geht nach ihm dort ein Gang in ein Braunkohlenflötz ab. Er streicht und fällt im Allgemeinen wie das Kohlenflötz, doch nähert er sich bald mehr der First, bald mehr der Sohle. Er hat in nächster Nähe die Braunkohle auf allerdings nur $^1/_2$ Zoll in Glanzkohle verwandelt, in der Nähe des Ausganges vom Hauptstamm auf etwa 2 Fuss. Besonders interessant sind die Verhältnisse eines Basaltlagerganges am Stellberge bei Wattenbach. Man verdankt sowohl Beyschlag[4]) als auch Uthemann[5]) eine Schilderung des Vorkommens. Nach letzterem setze ich hierunter eine Skizze.

---

[1]) Studien d. Götting. Vereins bergm. Freunde, IV, 1841, 247.
[2]) Ebenda, II, 1828, 195.
[3]) Ebenda, IV, 1841, 355.
[4]) Dieses Jahrbuch f. 1887, LXIII.
[5]) Abhandl. d. Königl. preuss. geol. Landesanst., N. F., Heft 7, 1892.

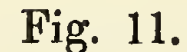
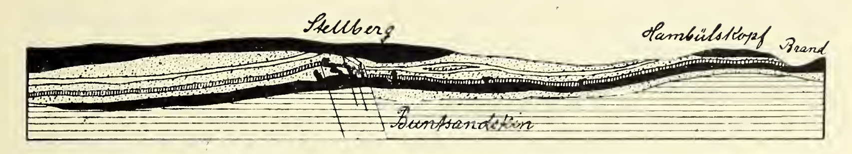


Fig. 11.



Stellberg bei Wattenbach. Nach Uthemann. Das Braunkohlenflötz ist senkrecht gestrichelt.

Der Stellberg besitzt eine Basaltdecke und birgt in sich ein Kohlenflötz. Ein intrusiver Basaltlagergang von 6—10 Meter Mächtigkeit hat das letztere von unten umgeändert. Es breitet sich dieser Gang zum Theil unmittelbar auf dem mittleren Buntsandstein aus, z. Th. hat er noch eine Lage tertiären Sandes unter sich. Er ist in diesen Sand eingeschoben und hat das den Sand überlagernde 3—4 Meter mächtige Flötz veredelt. Auch sendet er Apophysen durch den von Bitumen schwarz gefärbten Sand bis weit in das Kohlenflötz. Wo der Basaltlagergang auf dem Buntsandstein ruht, kann man nach Uthemann plattige Absonderung des Eruptivgesteins parallel zu den Schichten des Sandsteins wahrnehmen.

Scheingänge.

In den Berichten über gewaltige Ausbrüche z. B. auf Island findet man die Angabe, dass Lavaströme stellenweise Thäler und Flussläufe ausgefüllt haben, sodass gangförmige Basaltfüllungen nachgeahmt erscheinen, in Wirklichkeit aber keine Spaltenfüllungen von unten, wie man sie bei echten Gängen voraussetzt, vorliegen, sondern Ausfüllungen von Hohlformen von oben. Solche Füllungen von Vertiefungen auf der Erdoberfläche durch feurige Schmelzflüsse können sich sehr wohl auch zur Tertiärzeit in dem in Rede stehenden Gebiete vollzogen haben, und es hat Beyschlag verschiedentlich auf solche Vorgänge hingewiesen. Bereits S. 44 ist seine Erklärung des pilzförmigen Anhanges an die Meissnerdecke erwähnt worden. Manche andere sog. »Basaltrücken« sind nach dem genannten Forscher ausgefüllte Erosionsräume innerhalb der tertiären Süsswasserablagerungen. Ein solches in ein Kohlen-

flötz eingeschnittenes, mit Sand und Kies erfülltes Bachbett ist in der Braunkohlengrube Stellberg bei Wattenbach bekannt geworden. Uthemann erwähnt ein tertiäres Thal im südlichen Theile der Hirschberger Mulde. Es ist mit tertiären Gesteinen, Basalttuffen, verkittendem Basalt und durchquerenden Basaltgängen erfüllt.

Anderseits hält Beyschlag das Gewirre von gangartigen Basaltmassen, wie sie sich in den tertiären Sanden des Hirschberges finden, für Ausfüllungen von Contractionsrissen, die sich in dem feuchten, durch überfliessende Lava austrocknenden Sande bildeten, und dann, wie gesagt, von oben mit dem basaltischen Magma erfüllt wurden.

Decken und Lager.

Das im bildlichen und wörtlichen Sinne hervorragendste Beispiel für Basaltdecken im hessischen Senkungsfelde ist der Meissner. Von Neptunisten und Vulkanisten ist er oft bei den Erörterungen über die Entstehung der Basalte als Beweismittel angeführt.

Das Vorkommen ist bereits bei der Schilderung von Contactmetamorphosen (S. 26) erwähnt, und es sei hier auf diese Beschreibung verwiesen.

Die Decke hat noch jetzt bis 157 m Dicke. Nimmt man mit Beyschlag an, dass der grobkörnige Basalt der Hochebene etwa in der Mitte des Ergusses gebildet ist, so würde eine einstige Mächtigkeit von etwa 300 Meter vorgelegen haben. Die jetzige Länge der Basaltplatte beträgt noch etwa 4 Kilometer, ihre grösste Breite etwa 1 Kilometer. Sie wird von den Seiten in Folge der Erosionsprocesse unterhöhlt und stürzt mit oft steilen Abbrüchen auf die Abhänge des Berges. Einzelne Stollen, welche von den Seiten des Berges aus unter die Basaltdecke führen, hatten an 100 Meter Basaltgerölle zu überwinden.

Wo der Bergbau anstehenden Basalt angetroffen hat, erwies sich letzterer von dichter Structur. Raschere Wärmeabgabe veranlasste augenscheinlich, wie öfter angenommen ist, an diesen Grenzen feines Korn des Erstarrungsproductes. Auf der Hochebene, also vom Liegenden etwa 150 Meter entfernt, findet sich,

wie erwähnt, Dolerit. An steilen Abbrüchen kann man die Extreme und ihre Uebergänge sammeln. 1817 schreibt HUNDESHAGEN[1]) vom »Weisenstein« am Meissner: »Diese beinahe senkrechte, einige hundert Fuss hohe, Felswand besteht oben aus einem sehr schönen, dichten Grünstein, in welchem Hornblende« (in Wirklichkeit Augit) »und Feldspath noch deutlich zu unterscheiden sind, erstere aber im Gemenge bei weitem vorwaltet. Der tiefste Punkt dieser Felswand hingegen ist aus dichtem Basalt zusammengesetzt. Unter den am Fuss dieses Berges vorfindlichen, zahlreichen Bruchstücken oder Geröllen findet man nicht bloss Grünstein und Basalt, sondern hauptsächlich auch den Uebergang beider in einem basaltischen Gestein, und es ist also keinem Zweifel unterworfen, dass Grünstein und Basalt in den allmählichsten Abstufungen in einander übergehen«.

Da sich keine Anzeichen dafür gefunden haben, dass die Basaltdecke des Meissners aus über einander geflossenen Lavaströmen besteht, würde man annehmen müssen, dass ein gewaltiger, als ein Ganzes erstarrender Erguss vorlag, und es wäre dann die Meissnerdecke vielleicht ein Material zum Studium magmatischer Differenzirung unter der Wirkung des durch verschiedene Temperaturverhältnisse in's Spiel tretenden osmotischen Druckes. Hier sei auf die Angaben MOESTA's[2]) hingewiesen, nach welchen SiO_2 gefunden wurde beim Dolerit 54,39 pCt. (Gesammtsumme der Bestandtheile 99,62 pCt.) bezw. 50,36 pCt. (Gesammtsumme 101,35 pCt.), beim Basalt 49,14 pCt. (Gesammtsumme 101,53 pCt.), 48,22 pCt. (Gesammtsumme 101,44 pCt.), 48,28 pCt. (Gesammtsumme 100,49 pCt.), 46,91 pCt. (Gesammtsumme 101,08 pCt.). Die spec. Gewichte waren für Dolerit 2,852 und 2,934, für Basalt 2,941, 3,23, 2,896, 2,901.

Allein es scheint hierbei bezüglich des geologischen Aufbaues berücksichtigt werden zu müssen, dass auch Gangbildungen in der Meissnerbasaltmasse vorkommen. Nach UTHEMANN[3]) erstreckt sich an der Westseite des Meissners erst in NW.-, dann in N.-

---

[1]) LEONHARD's Taschenbuch 1817, 53.

[2]) Erläuterungen zu Blatt Allendorf 1886.

[3]) Abhandl. d. Königl. preuss. geol. Landesanst., N. F., Heft 7, 1892.

Richtung zur Kitzkammer ein 100 Meter mächtiger Gang und bildet stellenweise eine breite Mauer, die an der Kitzkammer 30 Meter hoch ist und in horizontale und geneigte Säulen abgesondert ist. Ein zweiter, aber nicht mit aller Bestimmtheit erkannter Gang würde sich mit nördlichem Streichen im Bransroder Revier hinziehen.

Dass Gangbildungen dichten Basaltes im Dolerit des Meissners aufsetzen, ist mir durch ein Handstück bekannt geworden. Es kann sich sehr wohl um Nachschübe beim Erlöschen der Eruption oder um spätere selbständige Ausbrüche hierbei handeln.

Ein Profil durch den Meissner nach Uthemann möge hier eingereiht werden. Der Erguss ist in eine Spalte verlängert.

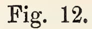


Fig. 12.



Meissner. Nach Uthemann. Tertiär punktirt. Kohlenflötz senkrecht gestrichelt.

In mancher Beziehung dem Meissner ähnlich ist sein etwas niedrigerer Nachbarberg, der Hirschberg bei Gross-Almerode. Auch bei diesem Vorkommen hat der Braunkohlenbergbau günstige Aufschlüsse geschaffen, über welche eingehender von Beyschlag[1]) und Uthemann[2]) berichtet ist. Der Basaltdeckenrest des Hirschberges ist nicht wie der des Meissners nordsüdlich gestreckt, sondern im Umriss rundlich gestaltet. Als Ausfüllung der Ausbruchsspalte kann man mit Beyschlag einen durch Bergbau aufgeschlossenen, 50 Meter mächtigen, SSO.—NNW. streichenden Gang ansehen. Die Mittheilungen Uthemann's über den grossen Hirschberger Gang sind bereits S. 48 erwähnt.

Wie am Meissner ist die jetzige Deckenoberfläche am Hirschberg doleritisch, der Bergbau, welcher sich natürlich im Liegenden des Basaltes hält, hat stets dichten Basalt angetroffen. Gang-

[1]) Erläuterungen zu Blatt Gross-Almerode 1886.

[2]) Abhandl. d. Königl. preuss. geol. Landesanst., N. F., Heft 7, 1892.

bildungen durchsetzen anscheinend den Dolerit. Ich fand sogar am Hirschberg auf der Seite gegen Romerode Basalt mit typischer Lavaoberfläche, sodass vielleicht örtlich mehrere Lavaströme über einander geflossen sind. Ein nach dem UTHEMANN'schen schematisch angefertigtes Profil möge die Verhältnisse am Hirschberg erläutern und nebenbei die kolossale Mächtigkeit der Tertiärablagerungen, die bis 400 Meter geht, veranschaulichen.

Von ausgedehnteren Decken und Lagern zeichnet sich eine Anzahl durch prächtige Säulengliederung aus. Vortrefflich aufgeschlossen ist in dieser Hinsicht ein Basaltlager bei Rhünda, in dem ein grosser Steinbruchsbetrieb umgeht. Fig. 14 giebt eine Anschauung von den Verhältnissen. Die prismatische Absonderung ist in idealer Weise entwickelt. Die senkrechte Stellung aller Säulen bestätigt die Lagernatur des Vorkommens. Die in regelmässigster Weise neben einander stehenden Prismen haben eine aufgeschlossene Länge von über 40 Meter, und das Liegende des Basaltes ist noch nicht erreicht.

Nach DENCKMANN[1]) ist der Basalt von thonigen und sandigen Massen überlagert, und nach oben folgt wieder Basalt.

Wegen ihrer besonders ausgezeichneten Absonderungsverhältnisse möge hier zunächst noch die Basaltdecke

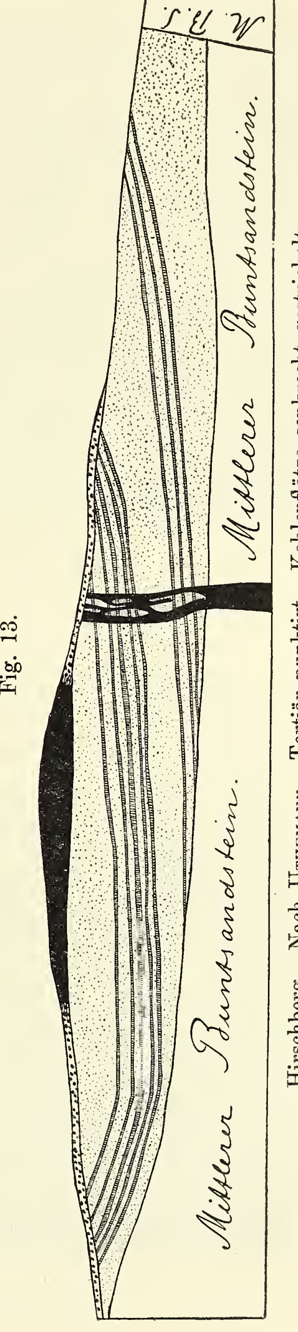


Fig. 13.

Hirschberg. Nach UTHEMANN. Tertiär punktirt. Kohlenflötze senkrecht gestrichelt.

[1]) Dieses Jahrbuch für 1888, XCV.

Fig. 14.



Basaltlager bei Rhünda, unfern Gensungen.

Fig. 15.



Steinbruch im oberen Ahnethal, Habichtswald.

im oberen Ahnethal des Habichtswaldes angeführt sein. Grosse Steinbrüche und der Wasserriss des Ahnebaches machen die senkrechten Säulen auf weite Strecken sichtbar. Von seltener Deutlichkeit ist hier eine plattige Absonderung des Basaltes, die sich oft mit der säuligen derart verbindet, dass sie die Prismen durch kleinere, horizontale Abschnitte in flach sphäroidische Kuchen, ja häufig sogar in dünne, sehr ebene Platten zerlegt, wie Fig. 15 zeigt.

Die Verwitterung macht die plattige Absonderung besonders deutlich, wie ja durch diesen Process auch die Schichtung von Sedimenten oft herausgehoben wird. Einzelne rothbraune Basaltwände der Steinbrüche machen auch aus geringer Entfernung ganz den Eindruck eines typisch plattig geschichteten Sediments. Andere zeigen diese scheinbare Schichtung und dabei einzelne Basaltkugeln, die wie zur Hälfte in die Wand eingedrungene Kanonenkugeln aussehen.

Ganz besonderes Interesse erwecken Basaltdecken, welche in Folge schneller Erstarrung zum Theil glasig entwickelt sind. A. Denckmann[1]) berichtet: »Am linken Ufer der Ohe oberhalb der Thonwaarenfabrik westlich Frielendorf, auf der Feldmark zwischen Frielendorf, Todenhausen und dem Sendberge, sowie ganz besonders in dem Waldgebiete zwischen Neuenhain, Michelsberg und Todenhausen werden sämmtliche Basalte von massenhaft angehäuftem Tachylit überlagert. Das Gestein selbst ist doleritisch schlackig. Der Tachylit tritt in der Weise auf, dass er die Rinde über kopfgrosser, nach dem Centrum zu unregelmässig prismatisch abgesonderter Basaltkugeln bildet. Zwischen den Kugeln befindet sich gelber Palagonit.«

Unter der freundlichen Führung von A. Denckmann habe ich dies höchst interessante, weit ausgedehnte Basaltglasgebiet näher kennen gelernt. Eine petrographische Beschreibung ist weiter unten (S. 86) gegeben. Hier sei noch die von Denckmann erwähnte kugelige und zugleich prismatische Absonderung hervorgehoben. Ich[2]) habe sie ganz ähnlich auch bei

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1889, LXIV.

[2]) Neues Jahrbuch f. Mineralogie, Beilage-Band X, S. 388.

mitteldevonischen Diabasen der Gegend von Goslar im Harz beobachtet. Aus dem hessischen Basaltgebiet finde ich solche Absonderung noch von Schwarzenberg[1]) angegeben. Er beschreibt von Basalten aus dem Ahnegraben im Habichtswalde plattig kugelige Stücke, die säulenförmig an einander gereiht sind. »Die Lage dieser Säulen ist convergirend, sodass sie gleichsam ihre Richtung wie die Radien einer Kugel nehmen. Die plattgedrückten kugeligen Stücke aber sind in diesen Säulen so gruppirt, dass die grösseren Berührungsflächen der auf einander liegenden plattgedrückten Kugeln nur als Theile grosser concentrisch-schaaligen Absonderungsflächen einer grossen Basaltkugel erscheinen.«

Während das erwähnte Vorkommen der Frielendorfer Basalte eine Glasdecke hat, findet man Glasbildungen bei einem intersedimentären Lavalager bei Böddiger auf der Unterfläche des Ergusses. A. Denckmann[2]) erwähnt, es lässt »sich zwischen den tertiären Sanden und Thonen zunächst auf dem linken Ufer der Ems, dann auf dem linken Ufer der Eder bis etwa 1 Kilometer südlich Neuen-Brunslar ein Basaltlager verfolgen, dessen Gestein sich durch Grobkörnigkeit und schlackige Structur auszeichnet«. Ich habe dies interessante Vorkommen mehrfach besucht und gebe weiter unten (S. 85) eine petrographische Schilderung des Gesteins. Im Wasserriss bei Böddiger hat das Lager an 20 Meter Mächtigkeit. Auf der Sohle der Basaltmasse findet man hier den von A. Denckmann angegebenen Basaltvitrophyr. Er ist aussen erdig gelb, auf dem Bruch ein schön schwarzes Glas. Man kann das Lager gut an der Geländekante gegen die Ems verfolgen, und beobachten, wie es allmählich geringere Dicke zeigt und bei einem zweiten Wasserriss im Westen von Böddiger nur noch 1—5 Meter mächtig ist. Eine ausgezeichnete kugelige Absonderung fällt bei dem Basalte stellenweise besonders auf. Im Osten des Dorfes Böddiger hat sich die Eder durch das Lager hindurchgefressen. Man findet den charakteristischen, grossblasigen und auch compacten Feldspath-

---

[1]) Studien d. Göttinger Vereins bergm. Freunde II, 1828, S. 200.

[2]) Dieses Jahrbuch für 1888, CI.

basalt wie auf der linken, so auch auf der rechten Thalseite wieder, und zwar besonders gut aufgeschlossen an einem Steilabfalle am Bache bei der Domäne Mittelhof.

Bei so alten Ergüssen, wie sie in den tertiären Basalten des in Untersuchung stehenden Gebietes vorliegen, sind in Folge weitgehender Zerstörung der ursprünglichen Oberflächentheile drastische Anzeichen für den Lavacharakter vieler Ergüsse nicht häufig. Um so mehr gewinnen die vereinzelten Vorkommnisse Bedeutung, bei denen charakteristische Lavaoberflächen noch erhalten sind. Ein besonders schönes Beispiel lernte ich durch A. Denckmann kennen. Es befindet sich in einem Steinbruche bei Felsberg, an der Westseite des Basaltkegels, an welchen dieser Ort sich lehnt. Man gewahrt in dem betreffenden Steinbruche Basalt in schräg aufsteigenden Säulenbündeln. Nach oben ist er unregelmässig zerklüftet und mit einigen Lavalagen bedeckt, die in wunderbar guter Erhaltung die charakteristische Flussstructur des zäh fliessenden, feurigflüssigen Materials bewahrt haben. Die einzelnen Lavalagen sind oft nur handhoch und zeigen oben und auch auf ihrer Unterseite die Fluidalerscheinungen. Fig. 16 stellt eine Stelle dar.

Ueber diesen Lavaströmen ist wieder Basalt in groben, grossen Kugeln zu erkennen.

Es sei schliesslich noch erwähnt, dass ich Flusserscheinungen z. B. noch bei der ausgedehnten Basaltdecke fand, die sich bei Borken im sogenannten Blumenhain weithin erstreckt. Zahlreiche Steinbrüche gewähren Einblicke in die geologische Natur des Vorkommens. Man erkennt, wie die Basaltmasse in vertical stehende, oft bis $^3/_4$ Meter dicke Säulen gegliedert ist, welch' letztere daneben häufig noch eine ausgezeichnete, plattenförmige Absonderung erkennen lassen, sodass der Basalt zu Sitzplatten verwandt wird. Weiterhin zeigt sich stellenweise reichlich stark blasiger Basalt mit Hohlräumen, die zuweilen die ungewöhnliche Länge von 12 Centimeter bei einer Dicke von $1^1/_2$ Centimeter erreichen. Schliesslich gewahrt man auf der Oberfläche mancher solcher schlackigen Blöcke vortrefflich die Flusserscheinungen des zäh fliessenden Magmas.

Fig. 16.



Lavastrom. Felsberg.

Es möge hier noch vermerkt sein, dass auch an der grossen Feldspathbasaltmasse des Hirschberges sowie am Buschhorn bei Neuenhain Lava mit gekröseartiger Oberfläche gefunden werden kann.

Centralstellen vulkanischer Thätigkeit.

Während die jüngeren rheinischen Vulkane oft noch so überaus anschaulich ein fast unversehrtes Bild soeben erloschener eruptiver Thätigkeit gewähren, bedarf die Erscheinung der östlicher gelegenen Basaltberge ausgedehnter Ergänzungen. Vereinzelte Beispiele von Vulkanresten sind aus dem Vogelsberg und der Rhön geschildert worden. Anzeichen dafür, dass an bestimmt zu bezeichnenden Stellen vulkanische Centralpunkte vorhanden waren, fehlen auch im nördlicher gelegenen Basaltgebiete nicht.

Ein ganz besonders ausgezeichnetes, überaus günstig aufgeschlossenes Vorkommen ist in dieser Hinsicht der Hüssenberg

bei Eissen, ein aus einer flachen Gypskeuperplatte sich vielleicht 40 Meter heraushebender, für sich gelegener, rundlicher Hügel, in dem ausgedehnter Steinbruchsbetrieb umgeht, und dessen innerer Aufbau vortrefflich zu erkennen ist.

Bei der Annäherung an den Berg fällt zunächst ein etwa 100 Meter deutlich zu verfolgender 1—2 Meter breiter Basaltgang auf, der in NW.—SO. streicht und in den Berg hinein verläuft. Fig. 17 stellt ihn und den Hüssenberg im Hintergrunde dar. Sein Verlauf im Grase ist durch Personen bezeichnet.

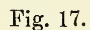


Fig. 17.



Hüssenberg bei Eissen.

An einer Stelle sendet der Gang eine kurze (bezw. nur auf wenige Meter sichtbare) Apophyse aus. Wo er am Abhang emporsteigt, bemerkt man neben ihm die nicht gestörten bunten Schichten des Gypskeupers. Die Spaltenfüllung besteht aus dichtem, compacten oder auch porösen Basalt, der stellenweise, besonders in der Nähe des Hüssenberges, erfüllt ist mit Nebengesteinsbruchstücken.

Der eigentliche Hüssenberg besteht aus einem Mantel aus Auswurfsmaterial, innerem festen Basaltkern und einer Reihe von Basaltgängen, welche den lockeren Mantel durchschwärmen. Verschiedentlich bloss gelegte Grenzflächen des Lapillimantels gegen den Keuper stehen annähernd senkrecht, und wo von letzterem irgend grössere Strecken blossgelegt sind, fällt er vom Berge ab und erweist sich verschiedentlich in Staffeln, von den Basaltmassen aus gerechnet, abgesunken. Diese kranzförmig den Hüssenberg abschneidenden Verwerfungen sind wegen der wechselnden Farben in den Gypskeuperschichten vortrefflich zu beobachten.

Eine charakteristische Grenzstelle zwischen Basalt und Sediment ist in Fig. 18, eine andere in Fig. 19 wiedergegeben.

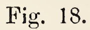
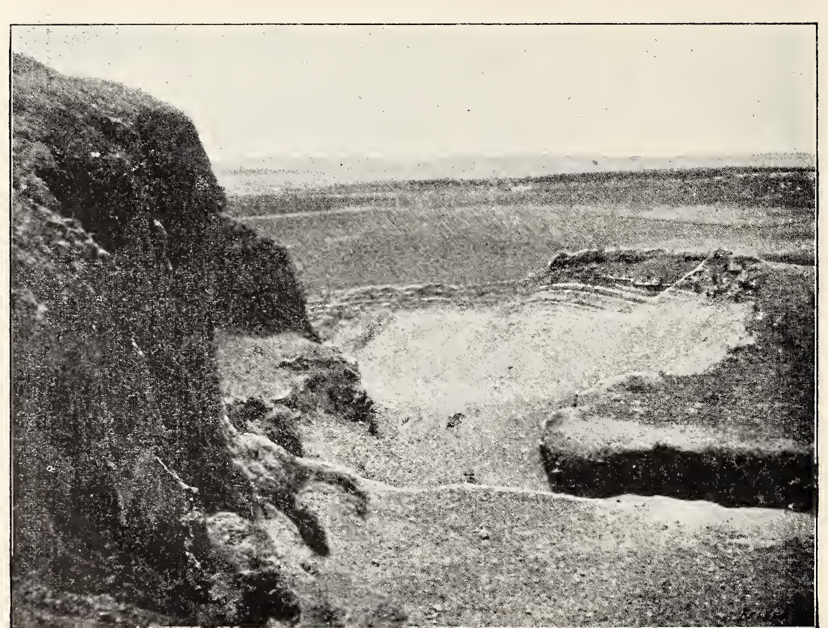


Fig. 18.



Hüssenberg bei Eissen.

In Fig. 19 ist links der Kern basaltischer Massen und rechts der staffelförmig abgesunkene Keuper sowie ihre senkrechte Grenzfläche zu erkennen.

Fig. 19.



Hüssenberg bei Eissen.

Der aus Auswurfsmaterial bestehende Mantel hat durch Kalkspathverkittung grössere Festigkeit erlangt. Durch dieses Bindemittel wird ein Haufwerk von Basaltknollen von Wallnuss- bis Kirschgrösse vereinigt. Auch grössere Knollen erkennt man, und das Mikroskop zeigt anderseits, dass eine Unzahl kleiner, rundlicher Basaltkörner das tuffartige Gestein mit zusammensetzen. Besonders deutlich treten die Basaltknollen auf angewitterten Flächen als kugelige Gebilde heraus. Es handelt sich bei ihnen zweifelsohne um Lapilli, die in riesiger Anzahl aus dem vulkanischen Schlot ausgeworfen wurden. Die Dünnschliffe zeigen, dass die kleinen Auswürflinge meist schlackig und glasig entwickelt waren. Ihre Hohlräume sind wie die Zwischenräume der Basaltkörner durch Kalkspath verkittet. Viele der Knollen haben, wie oft vulkanische Bomben, einen Kern, hier aus einem grossen Augitkrystall, einer Olivinknolle oder einem Keuperstückchen bestehend. Fig. 20 stellt solche Auswürflinge dar.

Fig. 20.



Lapilli. Hüssenberg bei Eissen.

Bei manchen dieser kleinen Bomben wiegt der Kern stark vor. Besonders um die Augitkerne findet sich häufig nur eine geringe Bekleidung des Projektils durch dünn aufliegende Basaltmasse. Offenbar haben die jetzigen Kerne, als sie aus dem Magma herausgeschleudert wurden, Theile des flüssigen Basaltes mitgerissen, die dann als Umhüllung des Geschosses meist glasig erstarrten. Reichlich finden sich ferner zwischen den überwiegenden Basaltknollen grössere und kleinere, weissliche und gelbliche Keuperstücke, die zuweilen 1 Meter und mehr Durchmesser erreichen. Zuweilen sind sie hohl oder löcherig. Manche Wände sehen durch diese Sedimentstücke förmlich gefleckt aus. In grosser Menge findet man in dem Tuff grünlich-schwarze Augitkörner, oft von Wallnussgrösse, hin und wieder Olivinknollen und auch Quarze mit verrundeter Oberfläche.

Hiernach hat man im Hüssenberg ein schönes Beispiel einstiger explosiver Thätigkeit, die sich aller Wahrscheinlichkeit

nach auf einer hierfür günstigen Stelle einer SO.—NW.-Spalte entspann. Durch diese Explosionen scheint ein förmlicher Schlot ausgeblasen zu sein. Entweder wurden die Keuperschichten um den Explosionskanal herum gehoben, wobei sie staffelförmig zerbrachen, oder sie sanken um den Basaltberg als kleinen Horst staffelförmig ab.

In den Lapillimantel sind feste Gangbasalte eingezwängt. Es zeigt mithin der Hüssenberg im Kleinen sehr übersichtlich die Verhältnisse, wie man sie auch für grössere Vulkane annimmt. Es durchschwärmen die Gänge festen Basaltes den lockeren

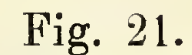


Fig. 21.



Basaltgang. Hüssenberg bei Eissen.

Mantel in verschiedenen Richtungen; einige verlaufen etwa radial, andere stellen sich als schräg im Tuff liegende Platten dar. Der erste Fall ist in Fig. 21 dargestellt.

Eine schräg liegende Gangplatte bringt die Skizze Fig. 22 zur Anschauung, die ich meinem Amtsgenossen Schleyer verdanke, der sie nach einer Photographie freundlichst entworfen hat.

Fig. 22.



Basaltgang. Hüssenberg bei Eissen.

Schliesslich ist interessanter Weise auch ein fester Basaltkern im Hüssenberg zugängig. Von oben senkt sich ein kreisförmiger, etwa 10 Meter im Durchmesser haltender Schlot wohl 10 Meter in den Berg hinein. Er ist von senkrechten oder gar überhängenden Wänden eingefasst und nur durch eine jedenfalls künstliche Scharte zugängig. Da Steinbruchsarbeiten öfter Kraterformen vortäuschen, will ich diesen Kanal nicht als Vulkanschlot in Anspruch nehmen. Wenn allerdings, wie nach allem anzunehmen, am Hüssenberg einer bestanden hat, wird er sich wohl an Stelle dieser eigen-

thümlichen, centralen Röhre befunden haben. Der Boden der Einsenkung besteht aus festem Basalt.

Auf alle Fälle bietet sich im Hüssenberge bei seinem jetzigen Zustande ein vortrefflich aufgeschlossenes, übersichtliches, kleines Demonstrationsbeispiel einer vulkanischen Centralstelle mit innerem festen Basaltkern, umgebenden Mantel aus Auswurfsmaterial und Gangbildungen dar.

Die Deutung des Basaltganges, welcher auf den Hüssenberg zustreicht, kann allerdings verschieden ausfallen. Anscheinend setzt er in den Lapillimantel des Berges hinein. Entweder ist nun die Spalte, welche er im Keuper ausfüllt, die Eruptionsspalte für den Hüssenberg, die Entstehung dieser Spalte also vor die Zeit der Bildung des Basaltberges zu legen, oder die Spalte ist erst nach Aufschüttung des Berges entstanden, also nicht seine Eruptionsspalte. Das jetzige Ausfüllungsmaterial der Spalte, der Basaltgang, ist bei einem Hineinsetzen in den Tuff natürlich jünger als dieser. Es könnte aber dennoch die Spalte schon vor Aufschüttung des Berges bestanden haben und fortgesetzt auch nach dem Auswurf der Lapilli noch weiter thätig gewesen sein, der Art, dass die Eruptionsspalte innerhalb des Explosionsberges in seinem Lapillimantel neu aufriss und sich mit emporquellendem Basalt füllte. Es lässt sich aber auch die entgegengesetzte Meinung hören, dass die in Rede stehende Spalte erst nach der Bildung des Hüssenberges entstand und ihn durchsetzte. Dann würde seine Eruptionsspalte noch vermisst werden, und möglicherweise läge ein Explosionsrohr nach Art der schwäbischen Vulkanembryonen Branco's vor.

Eine Schilderung des Hüssenberggesteins ist S. 92 u. f. gegeben.

Gewisse Basaltvorkommnisse lassen sich durch die Stellung ihrer Basaltsäulen als Centralpunkte erkennen. Von idealer Regelmässigkeit und ungemein günstig aufgeschlossen ist der Bühl bei Weimar, nördlich vom Habichtswalde, ein für sich am Ausgange des Ahnethales liegender Bergkegel, in den ausgedehnter Steinbruchsbetrieb einen guten Einblick gestattet.

Die Basaltsäulen sind hier wie in einem riesigen Meiler gestellt. Die augenblicklich der Bergachse zunächst sichtbaren

neigen unter 45° und mehr, nach aussen zu stellt sich rundum allmählich geringere Neigung bis zu etwa nur 5° ein, ja, an einzelnen äussersten Stellen liegen die Prismen horizontal oder selbst ein wenig nach dem Berge zu einfallend. Nicht selten ist übrigens der Verlauf der schlanken Säulen ein leicht geschwungener, wie z. B. an der durch Fig. 23 wiedergegebenen Stelle.

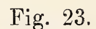
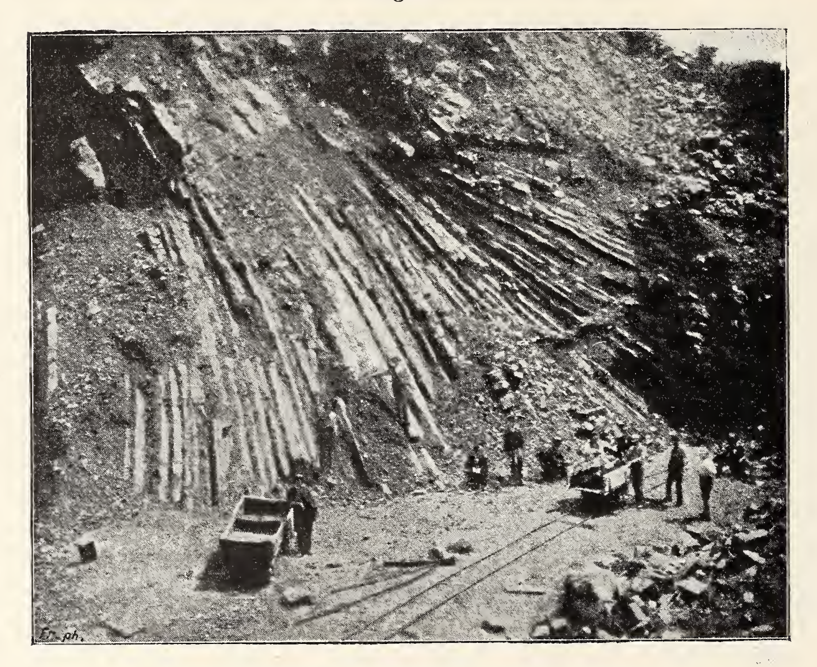


Fig. 23.



Bühl bei Weimar, nördlich vom Habichtswalde.

Die Aufschlüsse lassen an den tieferen Stellen des in Rede stehenden Berges stets schlanke, etwa 30—40 Centimeter dicke Säulen erkennen; in den oberen Theilen des Bergkegels werden die Prismen mit ziemlich scharfem Absatz gegen die feingegliederten unteren Massen viel ungefüger und erscheinen undeutlicher und viel dicker säulenförmig abgesondert. Der Säulendurchmesser beträgt hier $^3/_4$—1 Meter und mehr. Es treten diese Verhältnisse auf dem Bilde, Fig. 24, gut heraus.

Fig. 24.



Bühl bei Weimar, nördlich vom Habichtswalde.

Hiernach kann der Bühl bei Weimar mit seiner ganz ausgezeichneten Meilerstructur als der Typus eines vulkanischen Centralpunktes gelten, dessen Erosion soweit vorgeschritten ist, dass der Mantel lockeren Auswurfsmaterials entfernt, und die tiefer liegende Basaltmasse, die unter dem abkühlenden Einflusse des durchbrochenen Gesteins regelmässig säulenförmig sich absonderten, zum Vorschein gekommen ist, während die hier noch erhaltene, unregelmässiger gekühlte, obere Bergmasse die Säulenform weit gröber zeigt.

In die oben erwähnten Typen der geologischen Erscheinung gliedert sich eine grössere Reihe der untersuchten Basaltvorkommnisse ein, die alle anzuführen bei dieser Betrachtung nicht beabsichtigt ist. Bei vielen genügen aber die noch vorhandenen Reste des früheren Ganzen nicht mehr, die einstige geologische Natur zu bestimmen, und es bleibt z. B. zunächst Vermuthung oder näherer Untersuchung vorbehalten, ob die hochaufragenden, wild zerrissenen Massen des Scharfensteins bei Gudensberg in Hessen, des Madersteins in seiner Nähe mit ihren wechselnden Säulenstellungen Gang- oder Deckenbildungen darstellen.

Die Erosion hat ohne Zweifel seit der jetzt weit entrückt liegenden Zeit, in der das norddeutsche Basaltgebiet ein thätiges Eruptionsfeld mit grossen Vulkanen, riesigen Lavaergüssen und weit verbreiteten Tuffmassen darstellte, ausserordentlich umgestaltend gewirkt. Für die abfliessenden Gewässer haben sich neue Wege gebildet. Die jetzigen Flussläufe haben sich nach A. v. Koenen erst nach den miocänen Basalteruptionen zur Pliocänzeit angelegt. Ein sehr anschauliches Bild für die Durchnagung eines Lavastroms durch einen Flusslauf bietet sich bei Böddiger unfern Wabern dar, wo die Eder aus einem weiten, dem Boden eines Sees gleichenden Becken durch einen Engpass, den beiderseits gleichartiger Basalt begrenzt, abfliesst. An ein grossartiges Beispiel der Erosion im norddeutschen Basaltgebiet sei durch Erwähnung des Vogelsberges erinnert. Man verdankt A. Streng die Kenntniss, dass diese Basaltmassen aus über einander geflossenen Lavaströmen, Tuffen u. s. w. bestehen. In seiner Geologie von Deutschland schreibt Lepsius: Der Vogelsberg »ist der Rest eines grossen tertiären Vulkans, welcher in seinem Aufbau dem Aetna gleichend, diesen 3312 Meter hohen sicilianischen Vulkan jedenfalls einst an Höhe bedeutend überragte, da der Vogelsberg mit seinen Lavaströmen einen Flächenraum von ca. 40 Quadratmeilen, der Aetna nur einen solchen von ca. 20 Quadratmeilen bedeckt. Die nagenden Gewässer haben diesen einst so mächtigen Vulkan im Laufe langer Zeiten bereits so stark abgetragen, dass die grösste Höhe des Vogelsberges nur noch 781 Meter über dem Meere und ca. 600 Meter über der

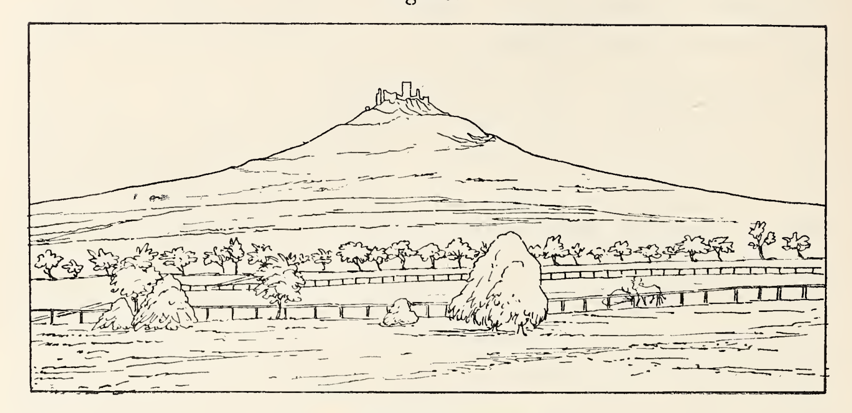
Triasunterlage aufsteigt. Die Böschung des kuppelförmig aufsteigenden Vogelsberges ist bereits so flach geworden, dass sie im Mittel nur 1° 36′ beträgt. Aetna und Vesuv besitzen dagegen Böschungswinkel von 25—30° im Mittel.«

Aehnlich haben aller Wahrscheinlichkeit nach auch die Verwitterungsprocesse in den weiter nördlich gelegenen Gegenden ihr Zerstörungswerk gethan. Das lose herausgeschleuderte Material ist vielfach fortgeführt, die festen Basaltkerne, zuweilen von ihnen ausstrahlende Gänge sind zu Tage getreten, die Ausfüllung der Spalten im Triasuntergrunde ist sichtbar geworden, und Decken sind in Theilstücke zerlegt. Zuweilen kann die mikroskopische Untersuchung einigen Anhalt zur Reconstruction grösserer Massen aus ihren Theilstücken geben. So sammelte ich z. B. in der Nähe von Fritzlar an sechs Stellen Nephelinbasalt, so am Eckerich, Merzenberg und an verschiedenen Punkten bei der hellen Warte und auf dem Hellen. Zwischen Eckerich und Merzenberg befindet sich ein tiefes Thal. Es ist in die Basaltdecke und in den unterliegenden Röth hineingefressen und hat die früher zusammenhängenden Gebilde zertheilt.

Der landschaftliche Charakter mancher Gegend des Basaltgebietes wird besonders durch Basaltkegel geschaffen, die als Erosionsreste auf breitem Sedimentsockel ruhen. Als ideales Beispiel sei hier der prächtige, weiten Umschau über die Warburger Börde gewährende Desenberg erwähnt. Er ist in der Skizze Fig. 25 dargestellt, welche mein Amtsgenosse Mohrmann nach einer Photographie gütigst angefertigt hat.

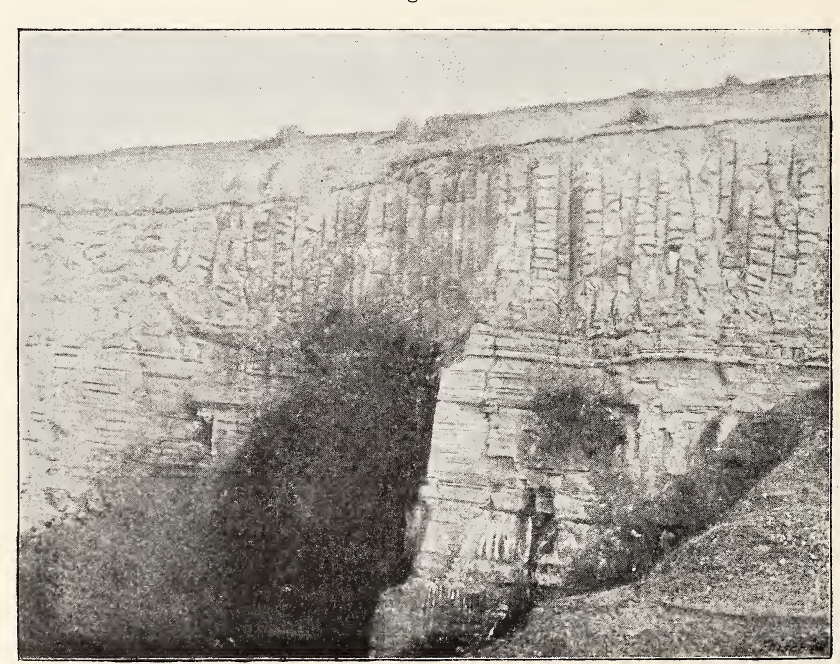
Die geologische Erscheinung der Basalttuffe ist im Vorstehenden beiläufig verschiedentlich erwähnt. Wesentlich verschieden erscheinen diese Massen je nachdem sie Schichtung zeigen oder nicht. Letzterer Fall liegt bei den von Leppla erwähnten Tuffen vom Ofenberg bei Wolfshagen, von Züschen u. a. O. vor (vergl. oben S. 41), ebenso wie bei den Lapilli, die den Mantel des Hüssenberges bei Eissen bilden. Die Abbildung Fig. 22 S. 66 giebt den Eindruck solcher Massen wieder. Die geschichteten Tuffe anderseit mögen in der Fig. 26 dargestellt werden, zu der ich das Original Herrn Dr. Leppla verdanke.

Fig. 25.



Desenberg bei Warburg.

Fig. 26.



Basalt über geschichtetem Tuff. Eichelskopf bei Holzhausen (Homberg).

Mikroskopische Untersuchungen.

Bezüglich der mikroskopischen, petrographischen Verhältnisse einer grossen Reihe von Basalten des in Rede stehenden Gebietes sei auf den ersten Theil dieser Arbeit verwiesen. Es sei jedoch gestattet, hier noch einige Zusammenfassungen vorzunehmen und über manche inzwischen von mir neu untersuchte Vorkommnisse zu berichten, welch' letztere ich selbst besucht habe, oder von denen mir von den Herren Prof. Dr. BEYSCHLAG und Dr. LEPPLA gesammelte und gütigst überlassene Proben vorlagen.

Protogene Bildungen.

Von diesen Urbildungen der basaltischen Magmen kommen folgende in Betracht.

Protogene Augite. Sie sind z. Th. monoklin z. Th. rhombisch. Die letzteren sind meist von einer gelblichgrünen Contactzone umgeben, die aus Olivin und auch Glas hauptsächlich besteht. Die mikroskopischen Verhältnisse sind bereits im ersten Theile dieser Arbeit S. 10—19 geschildert. Von Vorkommnissen wurden damals erwähnt der Hohenberg bei Bühne und der Burgberg bei Grebenstein. Als reicher Fundpunkt einzeln in Basalt oder Tuff liegender, grosser, monokliner und rhombischer Augite von Körnerform hat sich noch der Hüssenberg bei Eissen und auch der Westberg bei Hofgeismar erwiesen.

In einem grossen Augitkorn aus dem Tuffe des Pusbalges bei Gudensberg wurde ein Mal eine 1 Centimeter lange und etwa 1 Millimeter dicke Apatitsäule beobachtet.

Eine förmliche grössere, compacte Knolle grünlichschwarzer, unregelmässig umrandeter Augite lag im Feldspathbasalt des Baunsberges bei Cassel vor. Kleinere Aggregate finden sich im Leucitbasalt des Solberges, 1 Kilometer nördlich Burghasungen.

Eine grössere, löcherige Augitconcretion aus dem Tuffe des Kuhberges im Habichtswalde zeichnet sich dadurch aus, dass zwischen Körner monokliner, im dünnen Schliffe graugrün durchscheinender Augite zu gelbbraunem Glas erstarrtes Magma ein-

gedrungen ist. Das Glas ist durch verschlungene, hellere und dunklere Färbungsstreifen fluidal und umschliesst ganz eigenthümlich rundlich zerlappte und verästelte Olivinskelette.

Protogene Hornblenden. Hornblendebasalte finden sich, wie bekannt, ziemlich reichlich in der Rhön. Die Hornblenden machen in ihnen den Eindruck eines förmlichen Gemengtheils, der allerdings oft in Begriff stand, vom Magma wieder verschluckt zu werden. In den Basalten des in Rede stehenden Gebietes erscheint die Hornblende nur selten, und dann mehr wie ein Fremdling. Man findet sie vereinzelt z. B. in dem schaumigen Basalt des Asch im Habichtswalde, im Basalte südöstlich Wolfshagen an der Strasse nach Istha, im Tuff des Pusbalges bei Gudensberg. Die verrundete Oberfläche der Hornblenden deutet ihre Bestandunfähigkeit im Basaltmagma an.

Protogene, dunkle Glimmer kommen ziemlich reichlich im Tuff und weniger häufig im Leucitbasalt selbst am Pusbalge bei Gudensberg vor in Gestalt bis etwa 2 Centimeter grosser, je nach der Dicke schwarzer oder brauner Blätter, die zuweilen hexagonalen Umriss aufweisen. Sie haben einen kleinen Winkel der optischen Axen.

Auch die grossen Biotite aus dem Leucitbasalt des Solberges bei Burghasungen seien hier erwähnt.

Protogene Hornblende-Augitmassen. Eine solche fand sich z. B. im Feldspathbasalt am Forstwege bei der Wand im Habichtswalde. Im Schliffe wird etwa 1 Quadratcentimeter von ihr eingenommen. Man erkennt, wie die Hornblende einen einheitlich orientirten, braunen Untergrund bildet, und wie in diesen nicht unter sich parallel gelagerte, auch nicht zusammenhängende, graugrünliche, monokline Augite in Körnerform eingebettet sind. Beide Minerale sind, abgesehen von Schaaren kleiner Bläschen und schlauchförmiger Einschlüsse, recht rein.

Im Tuffe des Bürgel bei Böddiger kommen ähnliche Concretionen aus Hornblende und monoklinem Augit vor. Auch schwarzes Erz erscheint in ihnen. Die Hornblende hat im vorliegenden Dünnschliff eine eigenthümlich schmutzig gelblichbraune Farbe.

Protogene Hornblende-Augit-Biotitmassen. Man findet sie in kleinen Stücken im Tuffe des Pusbalges bei Gudensberg. Hornblende und Augit erscheinen wie in den Concretionen der Wand. Der Glimmer hat im Dünnschliffe die Farbe der basaltischen Hornblende. Krystallographische Formen kommen keinem der Gemengtheile zu. Sie liegen in körnigem Gemenge neben einander.

Stark vorwaltend zeigt den dunklen Glimmer eine hierhergehörige Concretion aus dem Basalte des Ofenberges bei Wolfshagen.

Eine schöne, grosse, etwas bröckliche Hornblende-Biotitbombe liegt mir aus dem Basalttuffe des Steinbruches an der Wand im Habichtswalde vor.

Protogene Olivin-Augitmassen (Olivinknollen). Diese bekannten Knollen halte ich in den von mir untersuchten Fällen für alte Ausscheidungen des Basaltmagmas. Man wird aber von Fall zu Fall zu entscheiden versuchen müssen, da es ja selbstverständlich nicht ausgeschlossen ist, dass in anderen Vorkommnissen Einschlüsse von Lherzolith vorliegen. Untersuchungen an den Olivinknollen im Nephelinbasalte des Hohenberges bei Bühne liessen mich die Ausscheidungstheorie dieser Olivinmassen annehmen, besonders weil bei diesem wenig ausgedehnten Fundpunkte eine grosse Verschiedenheit der Knollen in Bezug auf Korngrösse und Mineralbestand gegen die Einordnung dieser Gebilde zu einem bestimmten Gesteine sprach. Weiterhin fanden sich in gewissen Olivinknollen grosse, unregelmässig umrandete, monokline Augite ganz ähnlich denen, welche für sich im Hohenbergbasalte öfter vorkommen, und an deren protogenen, basaltischen Natur man nicht zweifeln möchte.

Andere Erwägungen und die Beschreibung der eigenthümlichen Umänderungen in den Knollen sind im ersten Theile der Arbeit zu finden. Von reichen Fundpunkten für Olivinknollen seien hier noch angeführt vor allem der Alpstein bei Kirchhosbach (gewöhnlich bei Sontra genannt), dessen Basalt zuweilen ganz von ihnen erfüllt erscheint.

Reichlich lagen mir Olivinknollen vor, die als Bomben im

Tuffe des Kuhberges eingebettet waren. Ausser solchen mit ziemlich groben, schön grünen Olivinkörnern finden sich hier häufiger solche von sehr heller, licht graugrüner Farbe und im Allgemeinen sehr feinem Korn. Um so mehr heben sich aus ihnen grössere, dunkle Bronzite und Spinelle heraus. Manchen Olivinen dieses Fundortes ist eine durch Verwitterung hervorgerufene stroh- oder erbsengelbe Farbe eigen, wie sie sich auch bei Olivinknollen aus dem Feldspathbasalt des Wandbasaltes zuweilen findet. Von mikroskopischen Verhältnissen ist bei den Kuhbergknollen eine zuweilen stark hervortretende wellige und streifige Auslöschung des Olivins zu erwähnen, die ihn mutatis mutandis fast wie Plagioklas erscheinen lässt, ferner das Vorkommen dunklen Glimmers in manchen Knollen. Er tritt zuweilen schon makroskopisch deutlich durch nesterförmige Anreicherung der Blättchen heraus. In einer Knolle war er gleichmässig vertheilt. In dünnen Schliffen bewegt sich sein Pleochroismus in hellgelblichen und bräunlichgelben Tönen. Der Winkel der optischen Axen ist kaum geöffnet. Der Spinell ist im Dünnschliffe grünlichbraun durchsichtig. Die Schlackenrinde um die Kuhberger Olivinknollenbomben erweist sich als glasiger Feldspathbasalt mit mikroporphyrischen Einsprenglingen von Olivin und Augit. Die gelblichbraune Basis führt zahllose Stacheln und Säulchen monoklinen Augits; dunkle Erzkörner sind verhältnissmässig spärlich in ihr vertheilt. Auch die Feldspathleisten sind klein, schmal und ziemlich vereinzelt.

Durch rothe Verwitterungsfarbe fallen die Olivine in den Knollen der kleinen Kuppe über dem Bilsteinborn (Blatt Besse) auf, förmlich ockerig zersetzt sind die Olivine einer Knolle im schlackigen Limburgit des Solberges nördlich Burghasungen am Habichtswalde. Auch der Basalt selbst ist kräftig braunroth, weil seine mikroskopischen Olivine von einer zarten, in rothen Tönen pleochroitischen Hülle umkleidet sind.

Von anderen Fundpunkten von Olivinknollen seien noch kurz erwähnt der Limburgit des Desenberges bei Warburg, der Feldspathbasalt des Sandkopfes bei Nordshausen (Blatt Besse), der des Mordsberges bei Kirchberg, der Limburgit des

Heiligenberges bei Wabern, der Leucitbasalt von Böddiger und vom Franzosengehege bei Grossenritte.

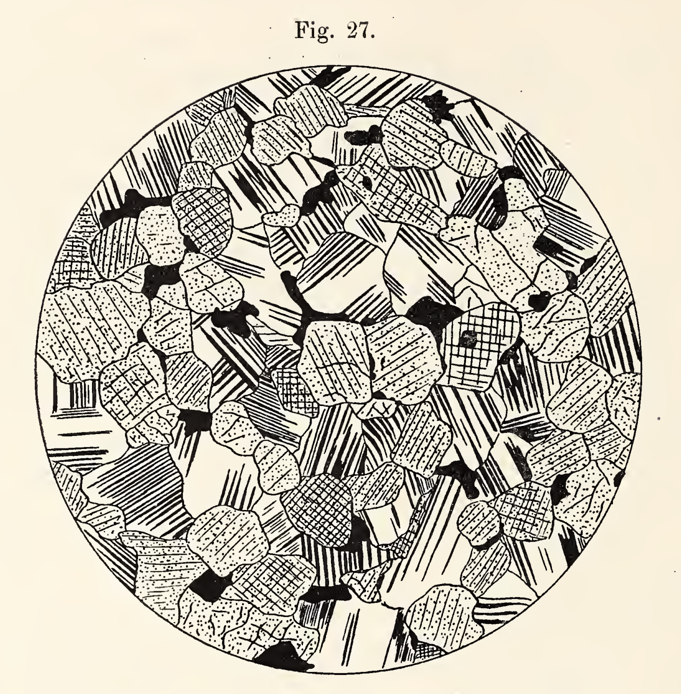
Protogene Plagioklas-Augitmassen. Gabbroartige Knollen z. Th. mit, z. Th. ohne Olivin habe ich aus dem Nephelinbasalt des Hohenberges im ersten Theile dieser Arbeit beschrieben und, wie dort vermerkt ist, »mit der Reserve, die bei dem Mangel der näheren Kenntniss der Processe in der Erdtiefe überhaupt und in Anbetracht des ungewöhnlichen Feldspathgehaltes der Knollen hier insbesondere angebracht ist«, zu den Tiefenausscheidungen der Basalte gestellt. Auch bei diesen Stücken war die stark wechselnde Erscheinung eine für die Deutung schwer in's Gewicht fallende Thatsache.

Im Anschluss an diese gabbroartigen Knollen möchte ich an dieser Stelle, bei der Besprechung protogener Bildungen, mit demselben Vorbehalt noch andere Plagioklasgesteine als Tiefenausscheidungen beschreiben.

In den Tuffen des Habichtswaldes (Aschgraben oberhalb der neuen Drusel, Bergamt) sowie auch in denen bei Böddiger (Bürgel) fanden sich ziemlich reichlich, in der Litteratur »Syenit« genannte, kleinere, bis faust- und kopfgrosse Gesteinsstücke, welche durch weisslichen oder klaren Feldspath und tiefgrünlichschwarzen Augit weiss und schwarz gefleckt erscheinen. Seltener sind die Stücke durch Ueberwiegen des dunklen Gemengtheils bei feinem Korn schwärzlichgrau.

Der helle Feldspath bildet den Untergrund für die dunklen unregelmässigen Augitkörner, die in einzelnen Durchschnitten oder zu Haufen vereinigt hervortreten, zuweilen in schmalen etwa centimeterlangen Körnchenzügen dem Gestein eine Art Parallelstructur verleihen. Der Feldspath ist durchweg Plagioklas. Er bildet rundlich eckige Körner, seltener einen kleinkörnigen Grus, aus dem sich einzelne grössere, auch unregelmässig umrandete Krystalle herausheben. Zwillingslamellirung nach dem Albitgesetz ist allgemein verbreitet; öfter werden zwei Lamellenzüge bemerkt. Die Lamellen keilen sich gern wie die Zinken eines Kammes aus. Die Auslöschungsschiefen sind gross. Fig. 27 möge ein Beispiel darstellen.

Fig. 27.



Plagioklas-Augitknolle. Alte Ausscheidung im Basalt.

Der Augit wird monoklin und rhombisch befunden. Einzelne Stücke führen nur monoklinen Augit (Bürgel), andere nur rhombischen (solche aus dem Druselthal), wieder andere zumeist monoklinen und dazu einzelne Durchschnitte von rhombischem. Beide Augitarten haben Körnerform.

Der monokline Augit ist im Dünnschliffe bei dickeren Schnitten tiefmoosgrün, bei dünneren heller grün. Zuweilen wechselt die Farbenstärke in demselben Krystall. Pleochroismus ist auf Querschnitten deutlich. Schwingung || Achse b grün, ⊥ Achse b gelblich. Längsschnitte zeigen kaum Pleochroismus. Die Auslöschungen liegen sehr schief zu den parallelen Spaltrissen nach ∞ P (110). Eingeschaltete Zwillingslamellen sind selten. Zuweilen ist die Auslöschung wellig.

Der rhombische Augit zeigt vortrefflichen Pleochroismus aut Längsschnitten in den röthlichen und grünlichen Tönen des Hypersthens. Die erste Mittellinie ist die negative. Die Sub-

stanz der Feldspathe sowie Augite ist meist ziemlich rein. In beiden erscheinen zuweilen Schaaren von Flüssigkeitseinschlüssen, auch Gasporen, im rhombischen Augit spärlich die bekannten braunen, zarten Blättchen.

Mehr oder minder reichlich zeigt sich in den Schliffen ferner zuweilen Erz in Lappen und Körnern, öfter randlich mit rechtwinklig umgrenzten Vorsprüngen versehen. Titanit kommt zuweilen in Körnern oder grob spitzrhombischen Durchschnitten vor. Hin und wieder sind die Augite durch den umschliessenden Basalt umgeändert. Der monokline löst sich dann randlich öfter in rundliche, kleine Körner auf, der rhombische bekommt einen Saum aus kleinen Olivinen, wie sie im ersten Theile dieser Arbeit öfter erwähnt sind. In dem Olivingrus hat man noch Gelegenheit Magnetitkörnchen, auch gelbbraunes Glas zu beobachten.

Die Gesteine mit monoklinem und die mit rhombischem Augit gehören ihrer ganzen Erscheinung nach zusammen. Die letzteren könnte man noritische Tiefenausscheidungen des Basaltes nennen; da der tiefgrüne monokline Augit keinen Diallagcharakter hat, kann man die ihn führenden Gesteine kaum als gabbroartige Tiefenproducte, eher als pyroxendioritische bezeichnen, obwohl anderseits der Verband von Plagioklas und Augit sowie der trikline Feldspath selbst in ihrer Erscheinung ganz gabbroartig sind.

Besonders hervorheben möchte ich noch das Vorkommen von Plagioklas-Augitknollen im Basalte des Wattenberges, insofern als hier zwischen Plagioklaskörnern der Knolle im Dünnschliffe grünlichgraue, monokline Augite liegen, ganz von der Art, wie sie der umgebende Basalt selbst führt. Höchstens tritt als Unterschied zwischen dem Augit der Knolle und dem des Basaltes eine bei letzterem zuweilen deutlichere krystallographische Umgrenzung des Minerals heraus. Glaseinschlüsse kommen im Augit der Knolle und des Basaltes vor, ebenso, wenn auch reichlicher in der Knolle als im Basalt in den Augit eingewachsene, kleine Olivinkörner, die auf engeren Bezirken zuweilen parallel liegen. In der Knolle scharen sich Erzvierecke gern zu Haufen bei einander. Man kann die hervorgehobenen Gleichartigkeiten in der Knolle

und im Basalt als ein für die Deutung der Knolle als Basaltausscheidung günstiges Moment verwerthen. Dass die Basaltaugite aus zerspratzten Knollen stammen, ist mir nicht wahrscheinlich, da die zugehörigen Feldspathe aus der Knolle im Basalte fehlen.

Die Mannichfaltigkeit der in Rede stehenden Bildungen wird noch erhöht durch Hornblende führende Plagioklas-Augitgesteine. Sie finden sich, wenn auch spärlich in dem oben erwähnten Vorkommen vom Bergamt im Habichtswalde, bei dem sowohl monokliner als rhombischer Augit zu verzeichnen ist, ferner rechnen hierher Stücke aus dem Steinbruche der Wand im Habichtswalde. Es sind solche Knollen von fast trachytartigem Aeusseren. Man erkennt klaren Plagioklas, rhombischen Augit und bereits makroskopisch unregelmässig vertheilte, grünlichgraue, fast wie Fetzen gewisser Thonschiefer aussehende, bis 1 Centimeter grosse Körner, die sich u. d. M. als monoklinen Augit ausweisen. Er ist durch viele Einschlüsse, wohl von Flüssigkeiten mit Bläschen, trübe und besonders randlich von gelblichbrauner Hornblende in Tupfen und Streifen durchwachsen, welch' letztere auch für sich in den Schliffen in unregelmässigen Lappen, Fetzen und Körnern vorkommt. Sie ist monoklin, mit Auslöschungsschiefen bis 16^0 und in gelblichen und bräunlichen Tönen pleochroitisch. Im Uebrigen ist die Mineralführung in den verschiedenen Schliffen auch desselben Stückes wechselnd, so dass ein Mal monokliner Augit allein vorkommt, ein ander Mal auch rhombischer. Die Mannichfaltigkeit wird ferner noch durch Olivin erhöht, der sich in Körnerhaufen oder längeren Strahlen bei den in Rede stehenden Massen findet. Selten wurde hier grüner Spinell in Tupfen und in schlauchförmiger Gestalt beobachtet.

Es erscheint angebracht, zum Schluss nochmals auf die Mannichfaltigkeit in der Zusammensetzung der in Rede stehenden »Knollen« in den Basalten hinzuweisen. Man findet solche aus Augit, aus Hornblende, aus Hornblende und Augit, aus Hornblende und Biotit, aus Hornblende, Augit und Biotit, aus Augit, Bronzit und Olivin (Olivinknollen), aus Plagioklas und Augit, aus Plagioklas und Bronzit, aus Plagioklas, Augit und Bronzit, aus Plagioklas, Augit, auch Bronzit und Hornblende, z. Th. sind auch die Plagioklas führenden Knollen olivinhaltig, kurzum es ist

eine grosse Mannichfaltigkeit und doch wieder ein gewisser Zusammenhang in der Mineralführung vorhanden, so dass man all diesen Massen eine gemeinsame Entstehung zuschreiben möchte. Die Einreihung zu verschiedenen, bestimmten, vom Basalt eingeschlossenen Gesteinen erscheint mir nach der Untersuchung der in Rede stehenden Massen eben wegen ihrer Mannichfaltigkeit auch bei demselben Vorkommen und wegen ihrer Anklänge und Uebergänge zu einander weniger angebracht als die Annahme ihrer Natur als alte Ausscheidungen.

Eine Schwierigkeit in dieser Hinsicht bereitet ein Stück aus dem Basalttuffe bei der Wand im Habichtswalde. Es zeigt auf einer Seite eine Art schriftgranitischen Granit, aus gelblichweissem Feldspath und grauem Quarz bestehend, und auf der anderen ein Plagioklas-Augitgestein mit Anzeichen von Parallelstructur nach der Grenzfläche zum »Granit«. Wollte man diesen als Gangbildung im Plagioklas-Augitgestein deuten, so fiele natürlich hiermit wohl die Annahme, dass letzteres eine Basaltausscheidung sei. Es kann aber ebensowohl der Schriftgranit ein Einschluss im Magma sein, an welchen sich die Tiefenausscheidung angesetzt hat.

Weiterhin ist zu vermerken, dass es allerdings öfter nicht gelingen wird, stark umgeänderte Einschlüsse und alte Ausscheidungen sicher aus einander zu halten. Das tritt, wie bekannt, z. B. bei den interessanten, vulkanischen Bomben des Monte Somma am Vesuv hervor. Aehnliche Stücke wie die dieses berühmten Fundortes kann man z. B. im Tuffsteinbruche der Wand im Habichtswalde sammeln, wo an dunklen Glimmer reiche Stücke vom allgemeinen Habitus der Sommafunde vorkommen.

Erwähnt sei schliesslich bei Erörterung der alten Ausscheidungen der Basalte, dass im Basalte des Kuhberges im Habichtswalde ein gut taubeneigrosses, rundliches Stück Titaneisenerz gefunden wurde.

Die Basalte.

Ueber die petrographischen Verhältnisse der Basalte, besonders des am meisten nördlich gelegenen Gebietes ist eingehend im

ersten Theile dieser Arbeit berichtet. Viele schöne Aufschlüsse habe ich später noch kennen gelernt. Es sei gestattet, über solche Vorkommnisse kurz zu berichten, gleichwie über Funde, welche mir von Seiten der Königl. preussischen geologischen Landesanstalt zur Verfügung gestellt wurden.

I. Feldspathbasalte.

A. Olivinfreie Feldspathbasalte.

Im ersten Theile dieser Arbeit konnten von 57 Feldspathbasalten 8 olivinfreie angeführt werden. Sie gehören dem Reinhardswalde bei Münden, sowie den Vorkommnissen auf einer SO. — NW.-Spalte bei Bodenfelde im Solling an, welch' letztere Funde schon von Laspeyres früher erwähnt sind[1]). Man hat öfter Gelegenheit, bei diesen olivinfreien Basalten rhombischen Augit zu beobachten, der gewissermaassen Olivin ersetzt, indess nicht der Entstehungsgeschichte nach. Zuweilen erkennt man nämlich eine sehr hübsche Ophitstructur, insofern der rhombische Augit in grossen Durchschnitten den Untergrund für Plagioklasleisten bildet, die ihn kreuz und quer zerhacken. (Vergl. ersten Theil dieser Arbeit, S. 63.) Beim Olivin kommt Aehnliches nicht vor. In den erwähnten Fällen ging die Ausscheidung rhombischen Augits also mindestens in der Zeit der Feldspathbildung noch vor sich. Fig. 28 stellt diese Verhältnisse dar.

In bekannter Art ist der rhombische Augit zuweilen von einem Saum monoklinen Augites umgeben, oder, häufiger noch, es setzen sich Strahlen des letzteren an ihn an; dann fällt der Unterschied in der Stärke der Doppelbrechung und der Lage der Auslöschungsrichtungen durch die unmittelbare Aneinanderlagerung der beiden Augitarten besonders stark auf.

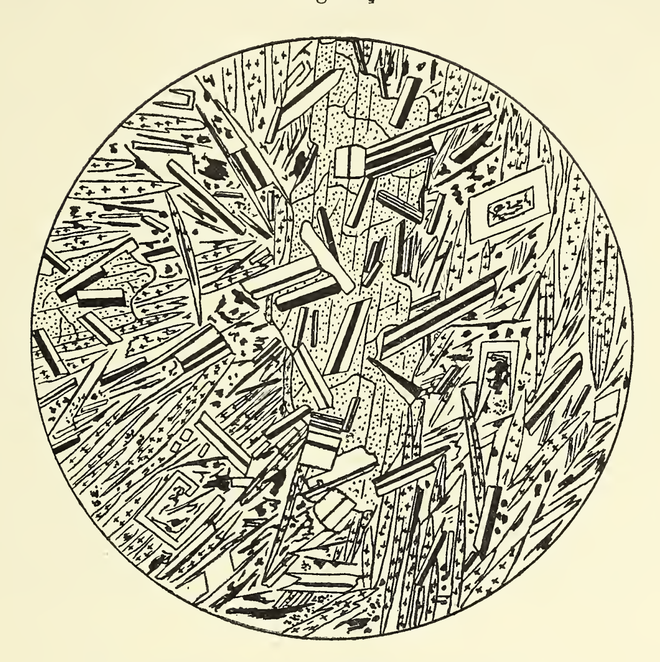
Von neu gefundenen Bronzit führenden Basalten[2]) seien Vor-

---

[1]) Sitzungsber. d. naturh. Vereins d. Rheinlande u. Westf. 1887, 18.

[2]) Der rhombische Augit zeigt in den dünnen Schliffen nur ganz schwachen oder keinen Pleochroismus und neigt in seiner Zusammensetzung wohl zum Bronzit oder Enstatit. Da es öfter schwierig ist, im Namen zwischen denen der drei rhombischen Augite zu wählen und ja Uebergänge vorkommen, möchte sich vielleicht ein zusammenfassender Name etwa »Orthaugite« im Gegensatze zu »Klinaugiten« empfehlen.

Fig. 28.



Bronzitbasalt. Bronzit schliesst Feldspathe ein.

kommnisse aus dem Blumenhain bei Borken erwähnt. Bei diesem Orte findet man in einer Reihe von Steinbrüchen aufgeschlossen zunächst compacten, säulenförmig und dabei auch ausgezeichnet plattig abgesonderten Basalt (vergl. S. 59). Grössere Stücke sind innen grau, aussen schwarz. U. d. M. erweist sich dies Gestein als olivinhaltiger Feldspathbasalt und porphyrisch besonders durch viele Olivinkörner, die sich aus einem an Feldspathleisten reichen, im Uebrigen aus Augitfetzen, Erzkörnern und -strichen sowie Apatitnadeln aufgebauten Untergrunde herausheben. Besonders an der Westseite des Blumenhains kommt nun auch blasiger Feldspathbasalt vor, z. Th. mit Lavaoberfläche. Die vorliegenden Dünnschliffe dieser Basaltmassen zeigen keinen Olivin, hingegen helle, längliche, rhombische Augite, die sich aber trotz ihrer über die der sonstigen Gemengtheile herausragenden Grösse wenig als Einsprenglinge zeigen, da sie in erwähnter Weise durch

Plagioklasleisten besonders randlich zerhackt sind und somit nicht durch gut umschriebene Grenzen aus dem Untergrunde sich herausheben. Es erschienen ausser den Feldspathleisten wieder reichlich Fetzen monoklinen Augits, auch Streifen dieses Minerals als Längssaum an den Bronziten, Erzstriche und dann braune, intersertale Zwickel in bekannter Art aus Augitleisten und -körnchen, Feldspathstrahlen, Globuliten und Glastheilen aufgebaut. Es kommt auch vor, dass diese hier intersertalen Massen die ganze Fläche des Schliffes mit einem gegenüber dem der Zwickel etwas gröberen Gefüge einnehmen, so dass die Structur des Gesammtbildes eine feinere wird und die rhombischen Augite sich mehr als Einsprenglinge abheben. Es seien hier noch grossblasige Ausbildungen des Borkener Basaltes erwähnt, welche sich dadurch auszeichnen, dass an den Wänden der Blasenräume noch secundäre, traubige Blasenbildungen zu Stande gekommen sind. Fig. 29 stellt eine solche Erscheinung dar. Bei der Verfestigung des Basaltes bildeten sich erst die grossen Blasen, und es entspann sich später

Fig. 29.



Secundäre Aufblähungen in Blasenräumen beim Basalt von Borken.
Natürliche Grösse.

in dem gewiss schon sehr zähen Magma eine neue Gasentwicklung, welche die Wandungen der grossen Blasen stellenweise aufblähte. Es heben sich an den Stücken diese secundären Auftreibungen durch mehr bräunliche Farbe von dem schwarzen Untergrunde ab. Kleine Oeffnungen auf ihnen rühren davon her, dass die Gase hier die Wandungen durchbrachen.

B. Olivinführende Feldspathbasalte.

Diese Basalte überwiegen im Gebiete weitaus. Bei den erneuten Untersuchungen ist wieder eine grosse Reihe gefunden worden.

Ein Handstück schönen Dolerits ganz nach Art des Meissnervorkommens liegt mir vom Hohengras (Habichtswald) vor. Besonderes petrographisches Interesse erwecken die Vitrophyre des Feldspathbasaltes (vergl. S. 57 u. f.).

Ein beschränkt aufgeschlossenes Vorkommen ist das von Böddiger bei Wabern, wo man bei einem Wasserriss an der Strasse nach Deute auf der Unterseite eines mächtigen Lavastroms Glasbasalte sammeln kann. Der nicht glasige Hauptbasalt des Vorkommens ist mehr oder minder grossblasig, zeigt zuweilen Flusserscheinungen und u. d. M. zahlreiche, nicht parallel gelagerte, sondern nach allen Richtungen weisende Feldspathleisten, grössere Olivin- und kleinere Augitkörner, Erzstriche und Apatitnadeln und -bündel. Deutliche porphyrische Structur tritt nicht hervor. Die Vitrophyrpräparate weisen zunächst einen vorwaltenden, je nach der Dicke des Schliffes graugelben oder bräunlich gelben Glasuntergrund auf, in welchem die Gemengtheile, ausgenommen grössere Olivinkörner, mit besserer krystallographischer Form versehen sind, als in den glasfreien Ausbildungen. Während die Feldspathleisten in dem blasigen, steinigen Basalte auch an den Längsseiten oft ausgelappt sind, werden sie hier von scharfen Linien umgrenzt. An den Querseiten, besonders an den Ecken sind sie indess oft mit spiessigen Fortsetzen verziert. Tafeln nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) zeigen rhombischen, durch $0P$(001) und $P \bar{\infty}$($\bar{1}01$) bedingten Umriss, zuweilen auch $2 P \bar{\infty}$ ($\bar{2}01$). Auslöschungsschiefen von ca. — 17° auf $\infty P \breve{\infty}$ (010) weisen auf Labrador

hin. Kleinere Olivine und monokline Augite sind krystallograpisch umgrenzt. Als Apatit gedeutete Nadeln treten spärlich auf; Erz habe ich im Glase nicht beobachtet; nur im Olivin kommen undurchsichtige Körner vor. Um die Feldspathe herum hat das Glas oft einen dunkleren Ton. Weitaus bedeutender sind die Vitrophyrvorkommnisse bei Frielendorf, ja es dürfte sich hier wohl um das bedeutendste bekannte Basaltglasgebiet in Europa handeln (vergl. S. 57). Ich habe besonders die Vorkommnisse des Buschhornbasaltes bei Neuenhain, an der alten Thonwaarenfabrik bei Frielendorf und am Ostausgange von Todenhausen an Ort und Stelle kennen gelernt. Vom benachbarten Buschstein bei Linsingen habe ich nur gewöhnlichen Feldspathbasalt gesammelt. Der Dünnschliff dieses Buschsteinbasaltes zeigt keine porphyrische Structur. Man findet Olivin- und Augitkörner, Feldspathleisten, Erzstriche und die bekannten, bräunlichen, intersertalen Zwickel. In ihnen bildet das Erz viereckige Durchschnitte, ist also wohl Magnetit im Gegensatz zum erwähnten Titaneisenerz.

Der Buschhornbasalt zeigt reichlich grossblasige Ausbildungen, zuweilen mit Flusserscheinungen auf der Oberfläche. Manche dieser Stücke sind schon stark glasig und verrathen dies auf frischem Bruch durch dunklen Pechglanz. Andere compactere Massen zeigen weniger und nur kleine Hohlräume aber ausgesprochen ihre Glasnatur. Die Erscheinung ist, dem Vorkommen entsprechend (S. 57), an den Handstücken oft so, dass unter einer gelben Rinde tiefschwarzes Glas angeschlagen ist, das allmählich in mehr steinigen Basalt übergeht.

U. d. M. wurde stets rhombischer Augit in Gestalt der schon öfter erwähnten, länglichen bezw. durch $\infty P(110)$; $\infty P\bar{\infty}(100)$ auch $\infty P\breve{\infty}(010)$ begrenzten Durchschnitte gefunden, so dass man die Gesteine als Bronzitbasalte zu kennzeichnen versucht sein könnte. In Begleitung des rhombischen Augits tritt zuweilen Olivin auf, zuweilen fehlt er. Einen prächtigen Anblick gewähren u. d. M. die Dünnschliffe der stark glasigen Massen. In zart graugelbem Untergrunde schwimmen einzeln die lichten, wohlbegrenzten, rhombischen Augite. Als Endbegrenzung erblickt man

wohl ein fast rechtwinkliges Doma. Kleinere Krystalle fasern an den Enden gern auf, wie man es beim rhombischen Augit oft sieht, der als Contactmineral entstanden ist. Vereinigungen zweier Krystalle unter einem Winkel der Längsrichtungen von 60 ^{0} sind wohl Zwillingsbildungen, die ja auch sonst öfter angegeben werden. Glaseinschlüsse sind in den rhombischen Augiten nicht zahlreich vorhanden. Im Gegensatz zum erwähnten Augit, der ganz frisch ist, erweisen sich die Olivine durch gelbe Farben als z. Th. verwittert. Sie sind oft krystallographisch wohl begrenzt, z. Th. auch rundlich eingebuchtet. Glaseinschlüsse sind in ihnen häufiger als beim rhombischen Augit und wie bei diesem bemerkenswerther Weise dunkler als es das Glas als Untergrund der Krystalle ist. Der Gegensatz in den Farben ist z. B. wie licht kaffeebraun und hell graugelb. Offenbar haben die nicht eingeschlossenen Glasreste noch eisenhaltige Substanzen ausgeschieden und die Einschlüsse im Augit uud Olivin nicht. Die Plagioklasleisten sind oft zierlich ausgefranst, ja es finden sich sehr hübsche Krystallskelette, wie ich sie aus den Reinhardswaldbasalten (1. Theil der Arbeit, Taf. VII und VIII) abgebildet habe, oder wie sie z. B. in den Gläsern des Vesuv vorkommen. Monokliner Augit ist nicht zur Ausscheidung gelangt, ebensowenig schwarze Erze.

Besonders um den klaren Feldspath legen sich dunkle Kränze, die in das hellere Glas mit feinen Spitzen verlaufen, auch bei grösserer Breitenentwicklung wie ein brauner Pelz eine innere dunklere und hellere Aussenzone erkennen lassen. Feine Fasern bauen diese dunklen Ränder auf. Dieser braune Filz wird nun nach dem steinigeren Inneren der Stücke zu immer reichlicher, verdeckt schliesslich den ganzen Glasuntergrund, so dass die helleren Gemengtheile aus ihm im gewöhnlichen Lichte wie Lichtschlitze und Durchbrechungen sich abheben. Besonders die Feldspathskelette heben sich mit ihren rahmenförmigen und wie rechtwinklig geknickte Käferbeine ausschauenden Formen vorzüglich heraus. Es kommt in diesen Fällen nun auch zur Ausscheidung von langen, dünnen Strahlen monoklinen Augits, der wohl auch einen Theil der bei den glasreichen Ausbildungen erwähnten Fasern ausmacht. Die Strahlen entfalten sich an den Enden

öfter nach Art von Federwedeln. Auch als Umwachsungen des rhombischen Augits stellt sich der monokline ein. Bei den äusserlich nicht glasigen, grossblasigen, hierhergehörigen Basalten ist monokliner Augit in Körnern und Fetzen reichlich neben rhombischen vorhanden. Auch Erzstriche sind hier in Menge da. Olivin habe ich nicht bemerkt. Das Glas hat sich auf die bekannten, intersertalen Zwickel zurückgezogen. Die Grösse der mineralischen Gemengtheile ist bedeutender als wie bei den glasigen Bildungen. Eine deutliche Porphyrstructur tritt wegen der nicht für sich abgeschlossenen, sondern durch Feldspath zerhackten Gestalt der rhombischen Augite nicht heraus, zumal auch die übrigen Gemenge beträchtliche Grössen erlangen. Die Vitrophyre von der alten Thonwaarenfabrik bei Frielendorf und vom Ostausgange von Todenhausen zeigten u. d. M. sich dem vom Buschhorn ganz ähnlich. Ein sehr glasreiches Stück vom ersteren Fundpunkte liess in gelbem Glase grosse Olivine von regelmässiger und auch in bekannter Art corrodirter Gestalt erkennen. Sie führten schwarzes Erz in viereckigen und rundlichen Durchschnitten, im Gegensatz zu einer grösseren Anzahl kleiner, auch vielfach wohlbegrenzter Olivine, die wie die grossen zwar Glaseier aber kein Erz führten. In diesem Falle war es auch zur Ausscheidung scharf krystallographisch begrenzter monokliner Augite gekommen, während rhombische nicht beobachtet wurden. Erz fehlte als Ausscheidung im Glase.

Die aus dem Obigen zu erkennenden Verhältnisse in der Mineralführung und Grössenentwicklung der Basalte des nämlichen Vorkommens scheinen mir nicht dafür zu sprechen, dass Einsprenglinge und Grundmasse sich hier als Producte der Erdtiefe (intratellurische Bildungen) und als solche der Zeit des Ergusses auffassen lassen. Es würden dann wohl grössere Regelmässigkeiten in der Führung von Einsprenglingen zu Tage treten. Wie ich bereits im ersten Theile dieser Arbeit ausgeführt habe, erscheinen mir Einsprenglinge und Grundmassenbildungen zwar als Producte zweier Perioden oder vielleicht besser Stadien der Gesteinsverfestigung, aber nicht sicher fallen diese Stadien bei den untersuchten Basalten

mit dem Aufenthalte des Magmas in der Erdtiefe und auf der Erdoberfläche zusammen. Grosse Krystalle kommen wohl dann zu Stande, wenn der Zustand des Magmas eine Materialzufuhr aus grösseren Bezirken zum wachsenden Krystall gestattet und der Substanzverlust im Krystallisationshof sich längere Zeit durch frische Zufuhr ausgleichen kann. Eine bedeutende Grössenentwicklung wird jedenfalls auch durch eine Bewegung im Schmelzflusse unterstützt, da dann immer andere Flüssigkeitstheile in die Nähe des Krystalls kommen. Ist bei einer gewissen Zähigkeit des Magmas die Zufuhr von Material aus einem grösseren Bezirke nicht mehr möglich, ebensowenig wie eine grössere Eigenbewegung des Krystalls, so wird sein Wachsthum langsamer vor sich gehen, es werden sich zahlreiche, kleinere Krystallisationsbezirke heraus bilden, und die Gemengtheile der Grundmasse entstehen. So mag man bei einer solchen Bildung porphyrischer Gesteine wohl zwei Stadien der Verfestigung unterscheiden, aber sie können beide auf der Erdoberfläche statt gehabt haben, und es können an demselben Ergusse die beiden Stadien der Verfestigung zur selben Zeit an verschiedenen Orten nebeneinander bestehen. Das Schwanken der Structur bezüglich porphyrischen und nichtporphyrischen Charakters erscheint bei solchen Annahmen wohl verständlich, während bei der Ansicht, dass die Einsprenglinge sich in einer intratellurischen Periode gebildet haben und die Grundmasse während der Effusivperiode zu Stande kam, eine gleichmässigere Verbreitung der intratellurischen Ausscheidungen, also von Erz, Olivin oder Augit an demselben Gesteinskörper wohl zu erwarten wäre. Selbstverständlich soll hiermit nicht gesagt sein, dass sich in der Erdtiefe bei Ergussgesteinen nicht bereits Ausscheidungen hätten vollziehen können, es erscheint mir vielmehr die durchgreifende Regel, dass die Einsprenglinge Producte der Tiefe seien, in den von mir studirten Fällen nicht erforderlich und geboten.

Dass grosse Krystalle nicht immer zu der ältesten Generation der Magmaausscheidungen gehören, kann man an den grossen, rhombischen Augiten der oben erwähnten Basalte erkennen. Ihre Bildungszeit greift in die der Feldspathleisten hinein,

welch' letztere von ihnen umschlossen werden. Das Erz ist öfter, wie es scheint, nicht ein erstes Ausscheidungsproduct bei den untersuchten Basalten, sonst würde es sich wohl auch in den erwähnten glasigen Abarten finden.

Es erscheint fernerhin die Frage berechtigt, ob nicht der Krystallisationsprocess bei den Basalten im Grossen und Ganzen sich verhältnissmässig schnell vollzog und zwar in einem bereits ziemlich zähflüssigen Magma. Würde letzteres nach Ausscheidung schwerer Gemengtheile, z. B. der Eisenerze, noch dünnflüssig gewesen sein oder hätten diese Ausscheidungen sehr lange Zeiträume in einem zwar schon zähen, aber immerhin noch flüssigen Magma geschwebt, so würde sich wohl Gelegenheit geboten haben, Trennungen der ausgeschiedenen Krystalle nach dem specifischen Gewichte zu beobachten. Das ist aber nicht der Fall gewesen. Eine starke Bewegung des Magmas könnte der Sonderung der Gemengtheile nach dem specifischen Gewichte entgegengewirkt haben. Sie kann aber doch wohl nicht in allen Fällen allein die so merkwürdig gleichmässige Vertheilung der Gemengtheile in grösseren Massen erklären.

Auch bei Tiefengesteinen, bei welchen die Ergussbewegungen wegfallen, wird man ähnliche Verhältnisse in eine Ueberlegung ziehen müssen. Längere Zeiträume zwischen den Ausscheidungen der einzelnen Gemengtheile wird man bei ihnen auch schon deshalb nicht annehmen dürfen, weil das so häufige Fehlen von krystallographischer Umrandung bei den Krystallen auf gegenseitiges Hemmen der Formentwicklung, also auf gleichzeitige oder doch übergreifende Krystallisationszeiten hindeutet.

Natürlich schliesst eine schnell sich entwickelnde Krystallisation nicht eine Regelmässigkeit der Ausscheidungsfolge in chemischer Hinsicht aus. Auch bei schneller Krystallisation können gesetzmässige Reihenfolgen sich geltend machen[1]).

[1]) Lagorio ist durch andere Ueberlegungen auf die Annahme einer schnellen Verfestigung der Tiefengesteinsmagmen geleitet. (Min.-petrogr. Mittheilungen VIII, 421, 1886.)

II. Nephelinbasalte.

Auch diese Abtheilung der Basalte wird im hessischen Senkungsgebiete verschiedentlich angetroffen. Besonders bemerkenswerth ist die grosse Verbreitung von Nephelinbasalt in der Gegend von Fritzlar. Uebergänge in Limburgit und in Leucitbasalt sind bei dem Bericht über diese Gesteine erwähnt.

Die Bestimmung der Nephelinbasalte ist z. Th., wie bekannt, zumal bei recht dichten Gesteinen, mit ganz besonderen Schwierigkeiten verbunden, besonders wo die sonst recht ausgesprochene Befähigung des Nephelins, in der Grundmasse idiomorphe Krystalle zu bilden, weniger zu Geltung kommt. Zuweilen erwies sich eine scheinbare »Nephelinfülle« als unangreifbar durch HCl, und es liessen sich dann hin und wieder auch einige Zwillingslamellen entdecken, sodass die betreffenden Basalte zum Feldspathbasalt gestellt werden mussten, so bei dem in einem vorläufigen Bericht als Nephelinbasalt bezeichneten Vorkommen im Tannenwald nördlich vom Herkules im Habichtswalde. Bei zwei anderen Vorkommnissen ist eine Untersuchung an grösserem Material erwünscht, als es mir zu Gebote steht. Es sind diese wenigstens in den vorliegenden Proben sehr schwierig zu erkennenden Basalte (Bärenberg und Gr. Gudenberg bei Zierenberg), von denen ich leider nur spärliches Material besitze, aus der Aufzählung herausgelassen. Die Durchmusterung der Schliffe von demselben Vorkommen zeigt öfter, dass gerade bei den Nephelin-, Melilith- und Leucitbasalten, z. Th. auch den Limburgiten erst zahlreiche Untersuchungen an vielen Proben desselben Fundpunktes ein richtiges Bild von der petrographischen Natur des letzteren geben. Bei der vorliegenden Uebersichtsbetrachtung konnten solche Specialstudien natürlich nur bei wenigen Vorkommnissen gemacht werden. Ich gedenke später auf einige solcher Fälle zurückzukommen.

III. Melilithbasalte.

Sie sind eng mit den Nephelinbasalten verknüpft und wurden nur am Westberg bei Hofgeismar und am Hohenberg bei Bühne gefunden.

IV. Leucitbasalte.

Nephelinbasalte und Leucitbasalte stehen, wie sonst auch, im besprochenen Gebiete in petrographischer Verbindung. So wurde z. B. in Nephelinbasalten der Gegend von Fritzlar auch mehr oder minder reichlich Leucit bemerkt und umgekehrt z. B. im Leucitbasalt vom Hasenberg bei Haddamar nördlich von Fritzlar und an anderen Orten auch Nephelin. Die Erkennung der Leucite hat ihre bekannten Schwierigkeiten. Die deutlichsten Leucite mit hübscher Formentwicklung und Wirkung auf polarisirtes Licht fanden sich in Basalten vom Franzosengehege (Blatt Besse), einem Fundpunkte, an dem übrigens auch an Nephelin reiche und limburgitische Basalte vorkommen.

Eine spätere besondere, eingehende Untersuchung verdient in petrographischer Hinsicht der geologisch interessante Lammsberg bei Külte, an dem leucitbasanitische Basalte bestimmt wurden.

V. Limburgite.

Diese Basalte sind im hessischen Basaltgebiete in überraschender Fülle vorhanden. Ich habe sie an 40 Fundpunkten gesammelt, und unter den von Prof. Dr. Beyschlag und Dr. Leppla mir freundlichst zur Verfügung gestellten Proben fanden sich Limburgite von noch 11 anderen Vorkommnissen.

Ich möchte besonders auf das Gestein des Hüssenberges bei Eissen etwas näher eingehen. (Vergl. S. 60 u. f.) Dieser interessante Centralpunkt vulkanischer Thätigkeit enthält im Innern einen festen Basaltkern von schwärzlichgrauem Gestein, in dem man Olivinkörner und dunkle, idiomorphe Augite mit blossem Auge erkennt. Auch hebt sich öfter ein grosses Bronzitkorn mit grünlichgelber Contactzone aus dem Untergrunde heraus.

Unter dem Mikroskop beobachtet man natürlich die genannten Mineralien als Einsprenglinge. Es gesellen sich weiter kleinere Olivine in Körner-, zuweilen auch in krystallographisch umgrenzter Form hinzu, und desgleichen Augite, die wie die Olivine immer noch in der sehr feinkörnigen Grundmasse als Einsprenglinge er-

scheinen. Besonders auffallend sind aber zahlreiche meist krystallographisch gut begrenzte Hauyne. Sie sind in regelmässigen sechseckigen und viereckigen, anderseits aber auch in sehr langgestreckten Durchschnitten zu beobachten, farblos, aber mit den bekannten schwarzen, höchst zierlich angeordneten Einlagerungen versehen, oder in der Mitte kaffeebraun und nur randlich klar durchsichtig. Auch wechseln wohl Zonen helleren und dunkleren Brauns mit einander ab. In dem dichten Untergrunde sieht man bei starker Vergrösserung unzählige, kleine, rundliche und länglich abgerundete, gelblichgrüne Augite in eine helle Basis eingebettet, schwarze Erztheilchen von sehr kleinen, aber auch grösseren Dimensionen. Kalkspathfetzen und -schüppchen haben sich reichlich zwischen den Gemengtheilen angesiedelt.

Der feste Kern des Hüssenberges ist von einem Lapillimantel umgeben. Dünnschliffe dieser durch Kalksphath verkitteten Auswürflinge zeigen letztere in sehr wechselnder Grösse bis zu ganz winzigen Durchschnitten. (Vergl. Fig. 20, S. 64.) Die Lapilli haben zwar knotig eckige, aber an den Vorsprüngen abgerundete Gestalt. Sie sind oft stark schlackig; ihre Hohlräume sind von Kalk ausgefüllt. Als Einsprenglinge erscheinen wieder Olivin in Körnerform oder auch regelmässiger begrenzt und monokliner Augit. Ersterer ist selten frisch, meist in Kalkspath oder dichten Serpentin umgewandelt, letzterer durch die Verwitterung nicht berührt. Dichte Basaltmasse schliesst diese grösseren Ausscheidungen ein, zuweilen aber nur als dünne Lage um den Augit- oder Olivinkern. Erz fehlt nicht, Hauyn wird aber nur an einzelnen Stellen beobachtet. Der dichte Untergrund ist aus äusserst kleinen, rundlichen Augiten und einer hellen oder bräunlichen Basis aufgebaut.

Die Gänge, welche den Hüssenberg durchziehen, sowie der von seinem Fusse in NW.-Richtung verlaufende Gang bestehen aus Nephelinbasalt. Das Gestein ist grau und meist wegen grösserer und kleinerer Hohlräume rauh anzufühlen. Die Dünnschliffe bieten Einsprenglinge von Olivin dar, die aber durch Olivine allmählich geringerer Grösse mit den Angehörigen desselben Minerals in den ziemlich grob gebauten Untergrund ver-

bunden sind. Ebenso ist es mit den Augiten, welche sich durch die bei Nephelinbasalten häufige, graugelbe Farbe auszeichnen, die man auch bei den Augiten des centralen, limburgitischen Basaltkernes im Hüssenberge und in seinem Lapillimantel trifft. Zuweilen kann man in den Augiten einen klaren oder auch einen grünen Kern beobachten, der in die graugelbe Aussenzone allmählich übergeht. Der Untergrund setzt sich im Wesentlichen aus Augitsäulchen, lückenfüllenden Nephelinfetzen, auch Apatitnadeln und rundlich eckigem Erz zusammen. Die im limburgitischen Kern mikroskopisch sehr auffälligen, schönen Hauyne wurden in den Gangbildungen nicht gesehen.

Wenn in den Limburgiten Glas reichlicher auftritt, so wird das Aussehen des mikroskopischen Bildes stark beeinflusst durch die Farbe der Basis. Hell ist sie z. B. beim Limburgit des Kratzenberges bei Cassel (von welchem Fundpunkt ich auch Feldspathbasalt bestimmt habe), aus dem Steinbruche am Hüttenberge im Habichtswalde, vom Wege nach den 11 Buchen dicht beim Herkules, braun z. B. beim Limburgit vom Asch, der Firnskuppe, des Habichtsspiels im Habichtswalde, vom Heiligenberge bei Gensungen sowie von der Schanze in der Nähe.

Es giebt auch Gesteine, bei denen die Glasfarbe in demselben Schliffe wechselt, so beim Limburgit vom Battenberg bei Haddamar nördlich Fritzlar. Kleine Glasteiche ohne Augite sind hier braun, das Glas zwischen gedrängter liegenden Augiten hingegen ist klar. Hier hat sich das Magma durch die Augitausscheidung entfärbt. Aehnliches sieht man auch recht hübsch beim Limburgit von der Schanze bei Gensungen. Grössere Ansammlungen dunkleren Glases finden sich hier besonders in den Bezirken, wo die bekannten Augitstrahlen von Einschmelzungen von Quarzen Kunde geben.

Es ist schon im ersten Theil dieser Arbeit bezüglich der Limburgite berichtet, dass sich zuweilen durch gelegentliche Ausscheidungen von Feldspath oder Leucit bezw. Nephelin Beziehungen zwischen den Limburgiten und anderen Basalten zeigen In dieser Hinsicht ist von den neu untersuchten Magmabasalten

das Gestein von der Schanze bei Gensungen interessant, in dem gelegentlich Häufchen runder, klarer Leucittropfen solche Hinweise geben. Aehnlich ist Limburgit vom Franzosengehege (Bl. Besse) und vom Solberg nördlich Burghasungen mit Leucitbasalten derselben Fundpunkte verknüpft, und Limburgit vom Emser Berg bei Merxhausen und vom Solberg bei Burghasungen mit Nephelinbasalt.

Ausserordentlich reich an Hauyn ist ein Limburgit 1 Kilometer nordnordwestlich Zierenberg (Gr. Schreckenberg), desgleichen der bereits erwähnte vom Hüssenberge bei Eissen. Man könnte sie Hauynbasalte nennen.

Ein unerkanntes, farbloses, in kleinen, hexagonalen Säulen erscheinendes Mineral mit positiver Doppelbrechung findet sich z. B. reichlich im Limburgit vom Hüttenberge im Habichtswalde.

Es lag nicht in der Absicht des Verfassers, jeden Basaltfundpunkt des grossen Gebietes in die Bearbeitung hineinzuziehen. Es harren unter den hunderten deshalb noch viele der ersten Untersuchung. Da es sich um eine Uebersichtsbetrachtung handelt, sei hier auch auf die Einzelverhältnisse der von mir besuchten Fundpunkte nicht eingegangen. Es muss diese Darstellung dem kartirenden Geologen überlassen bleiben. Eine Zusammenstellung der von mir studirten Vorkommnisse möge hier unter Hinzuziehung der schon im ersten Theile dieser Arbeit genannten folgen. Die Basaltvorkommnisse, von denen ich Proben von Seiten der Herren Prof. BEYSCHLAG und Dr. LEPPLA erhalten und die ich nicht an Ort und Stelle selbst studirt habe, sind im Verzeichniss gleichfalls aufgeführt.

I. Olivinfreie Feldspathbasalte.

Ahnenberg, Solling. 1. Stollen im Bezirk 139 der Forstkarte.
2. Steinbruch bei Polier.

Amelieth, Solling. Stollen 1 Kilometer nordnordwestlich Amelieth.

Blumenhain bei Borken.

Buschhorn bei Neuenhain.

Hasenbeutel bei Bodenfelde.
Kehreiche nordöstlich Gottsbüren, Reinhardswald.
Lichte Heide bei Hombressen, Reinhardswald.
Puppengehege nordöstlich Gottsbüren, Reinhardswald.
Sababurg, Reinhardswald.

II. Olivinführende Feldspathbasalte.

Ahlberg bei Mariendorf, Reinhardswald.
Oberes Ahnethal, Habichtswald.
Alpstein bei Kirchhosbach.
Altenburg bei Gensungen.
Atzelstein, Blatt Ludwigseck.
Ausschnippethal bei Dransfeld.
Backenberg bei Güntersen unfern Dransfeld.
Baunsberg bei Cassel.
Bilstein bei Gross-Almerode.
Bilstein, Habichtswald.
Blaue Kuppe bei Eschwege.
Blumenhain bei Borken.
Wasserriss bei Böddiger unfern Wabern.
Brackeberg bei Meensen unfern Dransfeld.
Bramburg unfern Göttingen.
Breiteberg bei Ober-Ellenbach.
Brunsberg bei Dransfeld.
Bühl bei Weimar, nördlich vom Habichtswald.
Buschhorn bei Neuenhain.
Buschstein bei Linsingen unfern Neuenhain.
Dachsberg, Blatt Besse.
Deisselberg bei Trendelburg nördlich Cassel.
Steinbrüche an der Landstrasse Dörnberg-Cassel bei Harleshausen.
Dransberg bei Dransfeld.
Nordwestlich Epterode bei Gross-Almerode.
Südöstlich vom Erlenloch a. d. Heckershäuser Hecke bei Cassel.
Essigberg, Blatt Wilhelmshöhe. Aus Tuff.
Fahrenbusch bei Mariendorf, Reinhardswald. Aus Tuff.
Felsberg bei Gensungen.

Frielendorf.
Gahrenberg, Reinhardswald.
Bruch im Galgenfeld westlich Grossenritte.
Gernkopf, Blatt Ludwigseck.
Giesenbühl bei Borken.
Grefische Burg bei Dransfeld.
Kl. Gudenberg bei Zierenberg.
Habichtsstein bei Bodenhausen unfern Zierenberg.
Hängelsberg bei Dransfeld.
Haukuppe, Blatt Ludwigseck.
Heiligenberg am Meissner.
1,5 Kilometer westsüdwestlich Heimarshausen, Bl. Fritzlar.
Helfenstein bei Dörnberg.
Tannenwald nördlich Herkules, Habichtswald.
Hessenberg bei Hedemünden.
Hilwartshausen, Reinhardswald.
Hirschberg bei Gross-Almerode.
Hirzstein, Blatt Besse.
Hohebaum, Habichtswald.
Hohegras, Habichtswald.
Hoher Hagen bei Dransfeld.
Holsteinkopf, Blatt Ludwigseck.
Hübel südöstlich Ehringen, Blatt Wolfshagen.
Hünenburg bei Eiterhagen, Blatt Melsungen.
Gang am Ittersberg bei Gudensberg.
Zwischen Ittersberg und Lammsberg bei Gudensberg.
Kammerberg bei Metze unfern Gudensberg.
Katzenstein bei Dörnberg.
Kuppe westlich vom Katzenstein bei Dörnberg.
Kratzenberg bei Cassel.
Kuhberg, Habichtswald. Aus Tuff.
Kuhkoppe bei Glimmerode, Blatt Lichtenau.
Lambert bei Harleshausen nordwestlich Cassel.
Lammberg bei Gudensberg.
1 Kilometer nordöstlich Lenderode, Blatt Schwarzenborn.
1 Kilometer nördlich Lenderscheid, Blatt Schwarzenborn.

Lerchenberg, 0,5 Kilometer südwestlich Lenderscheid, Blatt Schwarzenborn.
Lichte Heide bei Hombressen, Reinhardswald.
Lohberg bei Bühren unfern Dransfeld.
Schloss Ludwigseck, Blatt Ludwigseck.
Malsburg nördlich Habichtswald.
Mattenberg, Blatt Besse. Aus Tuff.
Meissner.
Domäne Mittelhof bei Gensungen.
Mordsberg bei Kirchberg unfern Fritzlar.
Niedensteiner Kopf, Blatt Niedenstein.
Ochsenberg bei Dransfeld.
Prinzenbau bei Grossenritte.
Rhünda bei Gensungen.
Sandkopf bei Nordshausen, Blatt Besse. Aus Tuff.
Schlossberg bei Günsterode, Blatt Melsungen.
Gr. Schönberg, nordöstlich Breitenbach, Blatt Niedenstein.
Schöneberg bei Hofgeismar.
Schorn bei Dörnhagen südlich Cassel.
Schweinsberg, Blatt Besse.
Semmelberg bei Raboldshausen, Blatt Ludwigseck.
Sesebühl bei Dransfeld.
Oestlich Sichelbach, Habichtswald.
0,4 Kilometer südlich Siebertshausen, Blatt Schwarzenborn.
Stahlberg, Blatt Wilhelmshöhe.
Gr. Staufenberg bei Wiershausen unfern Münden.
Gr. Staufenberg, Kaufunger Wald.
Kl. Staufenberg, Kaufunger Wald.
Staufenberg, Reinhardswald.
Steinberg bei Atzenhausen unfern Göttingen.
Steinberg bei Meensen unfern Dransfeld.
Gr. Steinberg, Kaufunger Wald.
Kl. Steinberg, Kaufunger Wald.
Steinhorst, ca. 4 Kilometer nördlich Adelebsen bei Dransfeld.
Stellberg bei Wellerode südöstlich Cassel.

Tannenwäldchen südlich vom Teichberg bei Bühren unfern Dransfeld.
Teichberg bei Bühren unfern Dransfeld.
Ostausgang von Todenhausen bei Frielendorf.
Südlich bei Wallenstein, Blatt Schwarzenborn.
Wand, Habichtswald.
Warpel bei Dörnhagen südlich Cassel.
Wattenberg nordwestlich Martinhagen, Blatt Niedenstein.
Weissholz bei Lütgeneder nördlich Warburg.
Südlich Wellerode, südlich Cassel.
Ziegenkopf bei Altenbauna, Blatt Besse.
Zimmerplatte, Blatt Ludwigseck.

III. Nephelinbasalte.

Burgberg bei Grebenstein nördlich Cassel.
Landstrasse Daseburg-Dössel bei Warburg.
Eckerich bei Fritzlar.
Emserberg bei Merxhausen, Blatt Niedenstein.
Helle Warte bei Fritzlar.
Auf dem Hellen bei Fritzlar.
Hohenberg bei Bühne unfern Borgentreich.
N.-Abhang des Hohenberges bei Züschen unfern Fritzlar.
Hohenstein bei Dörnberg.
Hüssenberg bei Eissen unfern Borgentreich.
Igelsbett bei Ober-Listingen bei Warburg.
Merzenberg bei Geismar unfern Fritzlar.
Mühlenberg bei Werkel unfern Fritzlar.
Nacken bei Gudensberg.
Rettberg bei Grebenstein nördlich Cassel.
Solberg nördlich Burghasungen, Blatt Zierenberg.
Sommerberg westsüdwestlich Dörnberg. Aus Tuff.
Wachenköpfel bei Metze unfern Gudensberg.

IV. Nephelin-Melilithbasalte.

Hohenberg bei Bühne unfern Borgentreich.
Westberg bei Hofgeismar.

V. Leucitbasalte.

Bilstein bei Besse südwestlich Cassel.
Gang im Abhangstuff bei Böddiger unfern Wabern.
Franzosengehege, Blatt Besse.
Hängen bei Ober-Listingen unfern Warburg.
Hasenberg bei Haddamar unfern Fritzlar.
Im Teiche bei Hertingshausen südl. Cassel.
Lammersberg bei Külte unfern Arolsen.
Nacken bei Gudensberg.
Pusbalg bei Gudensberg.
Rosenberg bei Hofgeismar.
Sandbusch bei Hoof, Habichtswald, östl. Köpfchen.
Sandebeck, Teutoburger Wald.
Schanze bei Gudensberg.
Schwarzenstein, Blatt Cassel.
Solberg nördlich Burghasungen, Blatt Zierenberg.
Wattberg bei Hofgeismar.

VI. Limburgite.

Asch, Habichtswald.
Battenberg bei Haddamar unfern Fritzlar.
Grube Marie am Bilstein, Habichtswald.
Blaue Kuppe bei Eschwege.
Blotte Bürgel bei Grossenritte.
Blumenstein bei Zierenberg.
Bocksgeil bei Besse südwestlich Cassel.
Brasselsberg, Blatt Besse.
Burghasungen bei Zierenberg.
Desenberg bei Warburg.
Eckenstein bei Daseburg unfern Warburg.
1,5 Kilometer nördlich Elben, Blatt Niedenstein.
Escheberg bei Ober-Listingen unfern Warburg.
Fahrenbusch bei Mariendorf, Reinhardswald. Aus Tuff.
Firnskuppe, Blatt Wilhelmshöhe.
Franzosengehege, Blatt Besse.
Oestl. Frommershausen, Blatt Wilhelmshöhe.

Kleine Kuppe östl. vom Fuchsgraben bei Harleshausen unfern Cassel.
Gleicher Mühle bei Gleichen unfern Fritzlar.
Habichtsspiel, Blatt Wilhelmshöhe.
Hahn bei Holzhausen südsüdwestlich Cassel.
Klippen östl. d. Hattenburg bei Zierenberg.
Häuschenberg bei Rothwesten nördlich Cassel.
Heiligenberg bei Gensungen.
Herkules, Weg nach den 11 Buchen, Habichtswald.
Hüssenberg bei Eissen unfern Borgentreich.
Hüttenberg, Habichtswald.
Junkernkopf bei Metze unfern Gudensberg.
Westfuss der Kuppe westlich Katzenstein bei Dörnberg.
Kesselberg bei Zierenberg.
Kratzenberg bei Cassel.
Lichte Heide bei Hombressen, Reinhardswald.
Lottersberg bei Deute östlich Gudensberg.
Maderstein bei Gudensberg.
Nänkel bei Gudensberg.
Neusel bei Dissen.
Rohrberg bei Zierenberg.
Rosenberg bei Hofgeismar.
Sandbusch bei Hoof, westliches Köpfchen, Blatt Besse.
Schanze bei Gensungen.
Scharfenstein bei Gudensberg.
Schenkelsberg, Habichtswald.
Gr. Schreckenberg bei Zierenberg (nicht Gudensberg, wie im ersten Theil dieser Arbeit S. 84 steht).
Schweinsbusch bei Daseburg unfern Warburg.
Solberg nördlich Burghasungen, Blatt Zierenberg.
Steinberg bei Ober-Listingen unfern Warburg.

Zum kleineren Theil sind Proben dieser Basaltfundpunkte bereits von anderen Autoren, besonders von Beyschlag, Fromm, Laspeyres, Möhl, Rosenbusch, Stelzner, Zirkel untersucht worden.

Auch in Zukunft wird das hessische Senkungsfeld mit seinen vulkanischen Centren, Lavaströmen und Gangbildungen basaltischer Gesteine sich dem Petrographen als ein an Abwechslung reiches Feld für erneute Untersuchungen darbieten. Möge durch den vorliegenden Beitrag auf den Reichthum des Gebietes aufmerksam gemacht sein.

Hannover, Mai 1897.

Inhalts-Verzeichniss.

Zwei isolirte Tertiär-Vorkommen im Röth auf Blatt Wilhelmshöhe bei Cassel.

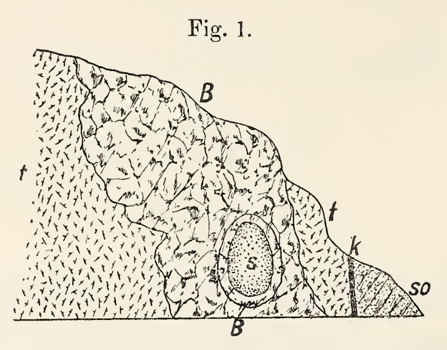
Von Herrn **Max Blanckenhorn** in Erlangen.

Zwei der geologisch interessantesten Punkte auf der im letzten Sommer von mir theilweise aufgenommenen Specialkarte Blatt Wilhelmshöhe bei Cassel liegen in der NW.-Ecke dieses Blattes bei Fürstenwald. An beiden Punkten treten Röthschichten, Basalt und tertiärer Sand zusammen auf, deren gegenseitige Beziehungen und Lagerungsverhältnisse höchst lehrreich sind.

Der erste Punkt befindet sich am Westrand des sogenannten Thiergartens im W. von Schloss Wilhelmsthal. Parallel dem Bach, der diesen Westrand begleitet, setzt auf dessen rechtem Ufer im Röth ein Basaltgang auf, der sich 400 Meter weit in nordwestlicher Richtung verfolgen lässt. In der Mitte seines Verlaufes, wo der Eruptivgang zu grosser Breite anschwillt, gesellt sich dem Basalt ein Basalttuff bei und zwar in höchst unregelmässiger Weise. Ein kleiner Steinbruch am Fusse des Abhangs lässt dieses Durch- und Nebeneinander von Basalttuff und Schollen säulenförmig abgesonderten Basalts deutlich erkennen. Der Contact des Basalttuffs mit dem umgebenden Röth wird am Eingang des Bruchs durch einen hellen Streifen bezeichnet, eine Ader von Kalkspath mit zahlreichen eingehüllten kleinen Mergeltrümmern. Im Basalt

und Tuff sind viele Einschlüsse von Olivinknollen, grossen Hornblendekrystallen und metamorphosirtem Röthmergel mit muscheligem

Fig. 1.



SO Röth, B Basalt, t Basalttuff, S Tertiärer Glaukonitsand, k Kalkspathader.

Durchschnitt von O. nach W. durch den Basalt- bezw. Basalttuffbruch am Thiergarten.

Bruch. Kalkspath- und Aragonitkrystalle treten in Drusen und als Spaltenausfüllung auf.

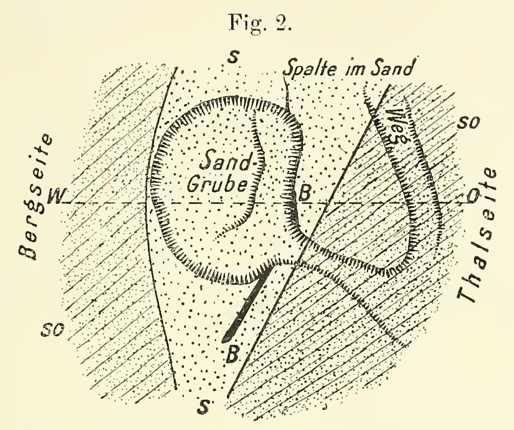
Das Merkwürdigste ist nun ein etwa 65 Centimeter langer, 40 Centimeter breiter, eiförmiger Einschluss von Glaukonitsand. Das ihn unmittelbar umgebende Gestein ist aber nicht Tuff, sondern Basalt und zwar eine concentrisch-schalige Kruste bräunlich verwitterten Basalts, dem gewöhnlicher Basalt anliegt. Am Contact mit dem Basalt, also an der Peripherie des Eies, ist der Sand zu Glaukonitsandstein verfestigt, oder geht stellenweise in Eisenstein über. Der Sand enthält zahllose vortrefflich mit ungebrannter Schale erhaltene Molluskenreste, am häufigsten grosse *Pectunculus obovatus*, ferner *Pecten bifidus* und *decussatus*, *Ostrea*, *Cyprina*, *Astarte*, *Cardium* etc., etc.

Der neue Fund beweist eine etwas grössere Breite der oberoligocänen Meeresbucht in der Casseler Gegend, als man bisher anzunehmen berechtigt war. Die diesem Vorkommen nächsten bekannten Oberoligocänpunkte sind 5 Kilometer und mehr entfernt, nämlich das Erlenloch am Habichtswald und Hohenkirchen.

Das zweite interessante Vorkommen befindet sich westlich von Fürstenwald am Ehrstener Berg, einem östlichen Ausläufer der Schreckenberge an dem zur Nebelbecke sich neigenden Ostabhang

dicht unterhalb der Strasse Zierenberg-Ehrsten, südsüdwestlich vom Hügel Ilkesknüll.

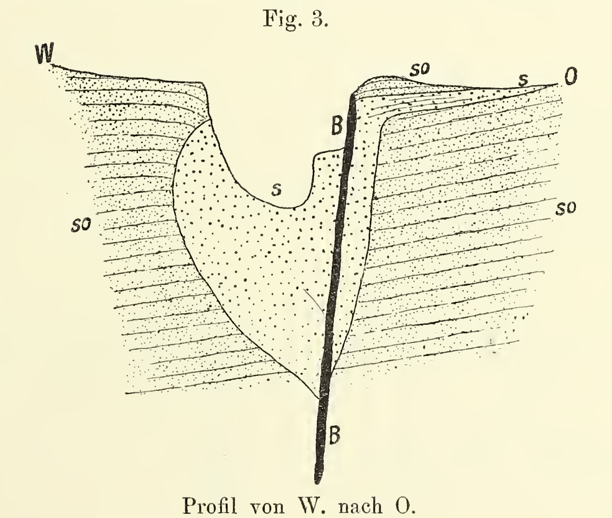
Fig. 2.



SO Röth, B Basalt, S Tertiärer Sand.
Grundriss.

Dort liegt mitten im Röthgebiet eine Sandgrube, die einen feinen gelben und grauen Sand liefert, welcher beim Bau der neuen Eisenbahn Obervellmar-Zierenberg viel Verwendung fand. Der

Fig. 3.

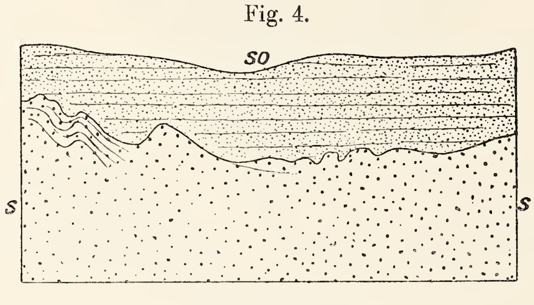


Profil von W. nach O.

Grundriss dieser Grube (Fig. 2) wird zusammen mit dem von W. (Bergseite) nach O. (Thalseite) gezogenen Querprofil (Fig. 3) das Verständniss der Verhältnisse erleichtern.

Schon zu beiden Seiten des zum Hohlweg ausgetieften Eingangs der Grube (vergl. Fig. 5) zeigt sich der überraschende Anblick einer Schichtenfolge von horizontal geschichtetem Röth, ebenso gelagertem Sand und wieder Röth. Das Räthsel löst sich durch die Erwägung, dass dieser Röth theils künstlich aufgeschüttet ist beim Ausheben der Grube, theils und vor allem durch schlammartige Gehängerutschungen von andern Seitenstellen her in diese eigenthümliche Lage gerathen ist. Dieser obere Röth der Ostseite (vergl. Fig. 3) stellt augenscheinlich die Fortsetzung des Röths im obern Drittel der jetzigen Westwand (vergl. Fig. 3 und 4) vor, wo die Lagerung noch viel überraschender ist. Die Masse der Westseite ist in Folge

Fig. 4.



SO Röth, S Sand.
Ansicht der Westwand der Grube.

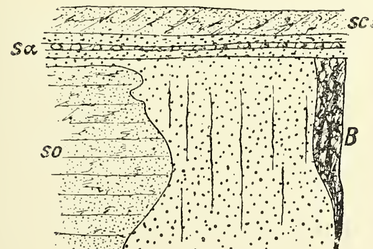
von Gehängedruck theils schon in der jüngeren Tertiär- und Quartärzeit theils auch nach dem Aushub des Sandes durch den Menschen in Folge der damit verbundenen einseitigen Entlastung vorgerückt gegen das Thal zu auf den nachgiebigen Tertiärsand, hat ihn oberflächlich gefaltet (vergl. Fig. 4) und zu überdecken gesucht. Es ist anzunehmen, dass im Laufe der Zeit durch dieses stetige Vorrücken der auf ihren glatten Schichtflächen leicht vorgleitenden Röthschichten schliesslich die ganze Grube von selbst wieder zugeschüttet wird und jede Oberflächenspur des Sandes verschwindet. So können ganze grössere Fetzen von Tertiär, speciell Sand, im Röth begraben werden.

Die ursprüngliche Einschliessung des Sandes und seine Erhaltung hing mit Spaltenbildung zusammen. Die Ostspalte geht, wie Fig. 2 und 3 zeigen, quer über den Einfahrtseinschnitt und ist an dessen beiden Seiten als senkrechte Linie sichtbar. Die

Westspalte liegt westlich hinter der westlichen Grubenwand. Sie stellte ursprünglich auch eine steile Fläche dar, ist aber durch das Vorrücken des Röth wenigstens oben fast in horizontale Lage umgebogen. Mit ihrer Umbiegung hängt auch das der an sie stossenden Röthschichten der Westwand zusammen, die hier local steil nach O. zur Grube einfallen, also wie ursprünglich, senkrecht zu der Spalte geblieben sind (vergl. Fig. 3). Auf solche Umbiegungen von Verwerfungsspalten speciell bei mergeligen Schichten in Folge Böschungsdruckes (nicht Gletscherdruck!) wurde von mir schon an anderer Stelle früher aufmerksam gemacht [1]).

Der Sand enthielt viele Brocken von Röth in allen Farben, ferner Eisensandsteinadern. Von Petrefacten fand ich nur den bräunlichen Abdruck einer Baumrinde. Es wird also wohl eine Süsswasserbildung sein. Der Sand ist an den Wänden der Grube senkrecht abgesondert und zwar nicht überall mit gleichem Streichen, sondern ringsum stets parallel zur Grubenwand. Danach scheint mir die Absonderung erst mit der Entstehung des Lochs und dem folgenden allseitigen Druck gegen die entlastete Stelle zusammen zu hängen, wenn man nicht zur Annahme einer kreisförmigen Umgrenzung des Sandes concentrisch mit der Grube seine Zuflucht nehmen will. Nur nahe der Oberfläche tritt im Sand plötzlich deutliche horizontale Schichtung auf. Dieser obere, geschichtete Sand, welcher auch Geröllagen führt, ist jedenfalls erst einige Zeit nach der vollständigen Ausfüllung der Grabenspalte durch jenen ungeschichteten Sand und nach darauf erfolgter Ausebnung des Bodens abgesetzt.

Fig. 5.



Röth auf secundärer Lagerstätte.

Gelber geschichteter Sand mit Lage von Röthgeröllen.

Grauer ungeschichteter senkrecht zerklüfteter Sand.

An der Südseite des Eingangs.

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1896.

Die in tertiärer Zeit aufgerissene Grabenspalte hat auch noch als Weg für empordringenden Basalt gedient und zwar anscheinend in der Zwischenzeit vor Absatz der obern, wohl geschichteten Sande, die er nicht mehr durchbrochen hat. Der Basalt setzt nicht an der Röthgrenze, sondern mitten im ungeschichteten Sand auf. Eigentlich sind es 2 kurze Gänge, der eine in hora $11^1/_2$—12, der andere in hora $1^2/_3$, die sich an der Ecke des Eingangs in stumpfem Winkel vereinigen würden (vergl. Fig. 2). Am Contact mit dem Sand ist der Basalt, der sonst bräunlich verwittert ist, ganz licht hellgrau, der Sand hingegen ist braungelb geworden.

An der NO.-Ecke der Grube hört der nördliche Gang auf, aber man bemerkt an der Nordwand genau in der Verlängerung des Ganges deutlich eine Spalte im Sand, an welcher Farbenwechsel stattfindet. Ca. 100 Meter nördlich von der Grube trifft man ziemlich in der Verlängerung des letzten Ganges an der Strasse wieder ein Stück Basaltgang in hora $11^1/_2$ aber hier nicht mehr im Sand, sondern im Röth. Die Verbreitung des Sandes geht nur nach NO. wesentlich über die Grubengrenze hinaus.

Der Muschelkalk auf Blatt Wilhelmshöhe bei Cassel und seine Lagerungsverhältnisse.

Von Herrn **Max Blanckenhorn** in Kairo.

Während die Tertiärschichten der Gegend von Cassel von Anfang an vielfach das Interesse der Geologen erregt haben, theils wegen der in ihnen enthaltenen technisch wichtigen Braunkohlenlager, theils wegen der zahlreichen wohlerhaltenen Petrefacten des Casseler Meeressandes, theils endlich wegen der zeitlich und örtlich mit den Tertiärablagerungen verbundenen Basaltdurchbrüche, ist der Muschelkalk bei Cassel immer stiefmütterlich behandelt worden. Seit der palaeontologischen Arbeit von W. Dunker: »Ueber die im Casseler Muschelkalk bis jetzt gefundenen Mollusken, 1849«[1]) giebt es kaum nennenswerthere Beiträge zur Kenntniss des Muschelkalks bei Cassel und seiner Fauna und Lagerungsverhältnisse.

Die Verbreitung des Muschelkalks in der Casseler Gegend ist relativ gering. Man kann hier 4 wichtigere Arten von Vorkommnissen unterscheiden. Erstens diejenigen, welche auf der grossen Casseler Bruchzone liegen, die vom Hirschberg bei Grossalmerode im O. beginnend, in westlicher bis westnordwestlicher Richtung bis zum Südende des Teutoburger Waldes über Volkmarsen verläuft und dabei das Casseler Becken durchzieht. — Zweitens die Gegend im NW. und N. des Habichtswaldes, wo der Muschelkalk zwischen Warmethal und Ahnethal eine grössere

[1]) Programm der höheren Gewerbeschule in Cassel.

Ausbreitung hat, von Ehlen über Dörnberg und das Ahnethal bis zum Schrecken- und Scharteberg und weiter bis Ober-Meiser auf dem rechten Warmeufer. Er setzt hier die Hauptmasse einer ganzen Gruppe von Bergen zusammen, die wie der Dörnberg, der mächtigste davon, fast alle noch eine Basaltkrönung auf ihrer Spitze tragen. — Daran schliesst sich drittens im NO. das einförmige Muschelkalkplateau des Calderbergs, Thiergartens, und der Brand bei Wilhelmsthal mit dem südöstlich damit verbundenen Staufenberg und Stahlberg, die hier allein Gipfel aus Basalt aufweisen. — Schliesslich giebt es aber noch kleinere meist rundliche Flecken von Muschelkalk im ganzen Gebiet des Röth, besonders reichlich in dem Becken von Ehrsten-Fürstenwald im Quellgebiet der Nebelbecke, sowie am N.- und W.-Abhang des Postenbergs, Südhang des Hangartsteins und im Wilhelmsthaler Schlosspark. Diese letzte Art des Vorkommens hängt mit localen Störungen, schlot- oder trichterförmigen Einstürzen der einst überall vorhanden gewesenen Muschelkalkdecke in den Röth in Folge Auslaugung von unterirdischen Gypslagern des Röth zusammen.

A. Der ersten Gruppe von Muschelkalkvorkommnissen gehören auf dem Blatt Wilhelmshöhe der Weinberg und Kratzenberg nebst dem eiförmigen Flecken im SW. der neuen Infanteriekaserne, dann der Tannenküppel, der langgestreckte Lindenberg von Kirchditmold bis zur Rasenallee und der Rammelsberg bei Wahlershausen an. Prüft man an diesen dem Röth aufgelagerten ostwestlichen Streifen von Muschelkalk die Lagerungsart genauer, so ergiebt sich, dass es sich nicht lediglich um einfache, ostwestlich streichende Verwerfungen im N. und S. der Streifen und grabenartige Einstürze horizontaler Schichten dazwischen handelt, sondern um verwickelte oft schwer zu entwirrende Faltungen, Knickungen, im Besonderen um Mulden der Schichten des Oberen Röth und Unteren Wellenkalks mit oft plötzlicher Umbiegung im Tiefsten. Stellenweise findet man den Muschelkalk auch in ganz unregelmässiger Weise in Schollen zerstückelt, die wirr durch einander liegen, so dass sogar Röthschollen zwischen Wellenkalk zu liegen kommen, und das Streichen und Fallen jedenfalls auf kürzeste Entfernung wechselt. Solches ist

z. B. am S- und N-Fuss des Elf-Tannenhügels oder Tannenküppels, der die Aschrott'schen Anlagen trägt, der Fall.

1. Wir beginnen mit dem Weinberg in Cassel. Der tiefe Strasseneinschnitt der Frankfurter Chaussee legt hier ein vortreffliches Profil bloss. Wir sehen die Schichten des Unteren Wellenkalks aufgeschlossen fast von ihrer Basis an bis zu der oberen Oolithbank (β). Es ist dies der Complex, welcher hauptsächlich in der Umgegend von Cassel speciell auf Blatt Wilhelmshöhe den Muschelkalk vertritt. Die Schichten streichen im Allgemeinen in OSO. — WNW.-Richtung, schräg gegen die Strasse und fallen vorherrschend nach NNO., so dass man mit dem Ansteigen der Strasse in immer höhere Schichten gelangt. Im Speciellen aber sind die Schichten mehrfach kurz geknickt, aber ohne Verwerfungen von irgend welcher Bedeutung.

Von oben nach unten bietet das Profil folgende Schichten: Zu oberst liegen unter dem Garten der Villa Oetker am Steilabhang:

		Meter
	Wellenkalk . . . . ca.	3,0
β.	Dicke, auffallende, senkrecht zerklüftete, röthlich-gelbe Oolithbank . . . . ca.	0,50
	Graue, ebengeschichtete Kalkplatten	2,50
	2—4 dicke, ockergelbe Dolomitbänke	1,10 bis 1,30
	Dünngeschichtete, ebenflächige, gelbe Dolomitplatten .	0,25 bis 0,30
	Dicke, gelbe Dolomitbank	0,35 bis 0,40
	Dünngeschichtete, gelbe Dolomite	0,60
	Wellenkalk	2,50
α.	Kalkbänke von 5—20 Centimeter Dicke mit einer bis 21 Centimeter dicken Bank, die aussen blaugrau, innen grossentheils rostfarben u. schaumig porös ist	1,50
	Wellenkalk	13,0
	2 graue, körnige, gelbgefleckte Bänke, getrennt durch 0,08 Meter Wellenkalk	0,22
	Wellenkalk	0,61
	Dicke, gelbgefleckte, knollige Bank	0,20
	Wellenkalk	5,0
	2 gelbgefleckte Petrefactenbänke	0,11
	Wellenkalk	2,0
	Dentalien-Gregarienbank	0,05
	Wellenkalk	0,20
	Gregarienbank	0,10
	Wellenkalk, unten mit einigen Gregarienbänken . .	3,0
		33,79—34,09

Unter der Unteren Oolithbank (α) folgen demnach sicher noch 21,50 Meter Wellenkalk, zu denen bis zur nicht aufgeschlossenen Röthgrenze wohl noch 5—8 Meter an der Basis hinzukommen mögen. Die beiden Oolithbänke sind getrennt durch ein Zwischenmittel von 7,20—7,60 Meter, versteinerungslose Schichten, die in ihrer Mitte einen praktisch höchst werthvollen, weil leicht auffallenden und verfolgbaren Horizont enthalten, ich meine die 2,20—2,50 Meter mächtigen ebengeschichteten Dolomite, die nicht blos äusserlich, sondern auch innerlich stets intensiv gelb gefärbt sind.

Steigt man von der Frankfurter Chaussee den steilen Fussweg zum Eisengarthen'schen Felsenkeller empor, so kommt man ganz oben noch einmal an der Unteren Oolithbank (α) vorbei. Innerhalb des zu ihr gehörigen Complexes von 1,54 Meter befinden sich hier aber zwei oolithische Lagen:

		Meter
	Zu oberst Wellenkalk	0,50
α.	Dickere Bänke, senkrecht zerklüftet, eben geschichtet	0,34
	Poröse Bank, z. Th. gelblich	0,045
	Ebengeschichtete, senkrecht zerklüftete Bänke	0,41
	Oolith-Bank, gelblich	0,07
	Ebengeschichtete, senkrecht zerklüftete Bänke	0,68
	Wellenkalk.	

Die hierüber folgende gelbe Dolomitzone würde dann auf der Terrasse des Felsenkellers etwa unter den Gebäuden durchstreichen. Auf der Hochfläche des Weinbergs glaube ich eine der Oolithbänke in der Grimmstrasse im Jahre 1882 [1]) wiedergefunden zu haben bei der damaligen Fundamentirung des Hauses No. 1. Freilich ist die betreffende Bank hier von anderer, ganz eigenartiger Beschaffenheit. Es ist kein festes Gestein, vielmehr eine lose erdige Anhäufung von sehr feinen Kalkspathkörnern, die auf den ersten Blick den Eindruck von weissem Sand macht. Sie enthält Brocken von gelbgrauem, schaumig porösem-Kalk und Conchylien mit ihrer (umgewandelten) Schale. Es sind dies die gleichen, wie diejenigen der Gregarienbänke, oder des sonstigen unteren Wellenkalks:

[1]) Vergl. Auszüge aus den Protokollen des Vereins f. naturwissenschaftliche Unterhaltung in Cassel 1882, S. 50.

Ostrea sp., *Pecten discites*, *Gervillia socialis*, *Myophoria vulgaris* und *cardissoides*, *Natica gregaria* (zahlreich) und *Gaillardoti*, *Pleurotomaria Hausmanni* (häufig). Danach kann es keinenfalls sich um eine Schaumkalkbank des Oberen Wellenkalks handeln, bei denen mitunter, z. B. am Hohen Hagen bei Dransfeld, auch die Mollusken anstatt in Form von Steinkernen und Abdrücken mit Schale erhalten sind. Aber das Gestein weist doch auf eine ähnliche schaumige Bank, und da bleibt wohl nur eine der Oolithbänke übrig. Von besonderem Interesse ist hier noch das Vorkommen eines, wie es scheint neuen Minerals von honiggelber bis orangerother und gelbgrüner Farbe, in Form von Adern und unregelmässigen Nestern. Die frühere qualitative Untersuchung ergab das Vorhandensein einer organischen Säure, von Thonerde und Wasser, wonach das Mineral in die Gruppe der organischen Salze zu stellen wäre, und am nächsten wohl dem Mellit oder Honigstein verwandt wäre. Eine neuerdings im Laboratorium der geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin von Herrn Dr. KLÜSS vorgenommene quantitative Analyse ergab:

SiO_2	20,71
Al_2O_3	31,17
CaO	1,99
MgO	0,07
Organische Substanz	0,42
H_2O	45,59
	99,95.

Dieses Mineral findet sich theils zwischen und neben der sandig zerfallenden Oolithbank, theils durchzieht es zusammen mit Kalkspath in Adern die darüberliegenden grauen, dünngeschichteten Mergelbänke des Wellenkalks. Letztere fallen mit 45° gegen S. ein. Man könnte unter diesen Umständen daran denken, hier einen nördlichen kurzen Gegenflügel der Mulde des Weinbergs anzunehmen.

Oestlich von diesem Punkt liegen übrigens im früheren Fürstlich-Hanau'schen Park, jetzt Stadtgarten, die Wellenkalkschichten horizontal.

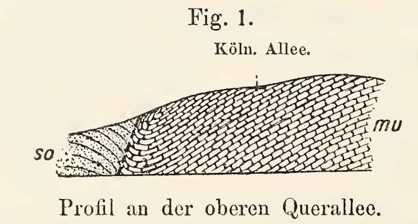
Die Nordecke des Parks von dem Anfang der oberen Karlstrasse an, sowie das untere Ende der Humboldtstrasse, Haus No. 4, liegen schon auf Röth. Hier scheint im Gegensatz zum Südfuss des Weinbergs doch eine Verwerfung parallel der Wilhelmshöher Allee das Aneinandertreten von Wellenkalk und Röth zu bedingen.

Am steilen Westabfall des Weinbergs zwischen Oberer Sophienstrasse und Augustastrasse wurde zur Zeit bedeutender Abtragungen daselbst ebenfalls »ein schönes Profil, — eine ausserordentliche Mannichfaltigkeit von Sätteln und Mulden, scharfen Knickungen und Ueberkippungen — mit im Allgemeinen nördlichem Fallen entblösst«, sowie auch ein Basaltgang von 0,5 Meter Dicke aufgeschlossen [1]).

Der Muschelkalk des Weinbergs endigt im W. nicht mit dem Weinberg selbst, sondern setzt sich noch durch das südlich von der Wilhelmshöher Allee gelegene Wehlheiden bis zum Kaffee Germania fort. Als Fortsetzung dieses Zuges am Nordufer des Druselbachs darf dann der rings von Röth umgebene Kalkhügel, genannt »Der Tannenküppel«, aufgefasst werden, dessen Ränder namentlich im S. und N. gegen die Röthgrenze starke Unregelmässigkeiten (Auftreten von einzelnen Kalkschollen zwischen Röth und von Röth zwischen Kalk) aufweisen.

2. Wie der Weinberg im N., so erscheint der Kratzenberg im S., wenigstens theilweise von einer Verwerfung begrenzt. An deren N.-Seite sind die eingesunkenenen Schichten des Wellenkalks, welche sonst auf dem Kratzenberg fast überall ein südliches Einfallen zeigen, geschleppt, so dass eine kleine Mulde mit ungleichmässig fallenden Flügeln entstand. Es kann diese Erscheinung an der oberen Querallee in deren beiderseitigen Strassengräben beobachtet

Fig. 1.



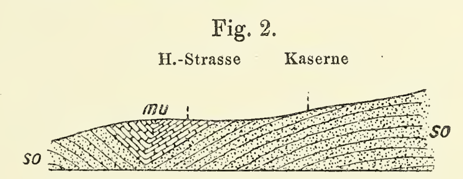
Profil an der oberen Querallee.

[1]) Möhl, Neues Jahrb. für Min. 1876, S. 725.

werden. Steigt man auf derselben von der Parkstrasse zur Kölnischen Allee hinauf, so folgen an der steilsten Stelle der Strasse auf Röthschichten plötzlich, — ohne Uebergang durch die gelben Linguladolomite, — steil gestellte, beziehungsweise schwach nach N. überkippte, graue Wellenkalkschichten. Diese saigere Lagerung macht schon bald unterhalb der Querallee einer flachen mit südlichem Einfallen Platz, welche nun ununterbrochen anhält bis zu den grossen alten Kalkbrüchen auf der Höhe des Kratzenbergs.

3. Während danach die Kalkmasse des Kratzenbergs zwischen Parkstrasse und Kölnischer Allee im S. von einer schmalen Mulde direct begleitet ist, erscheint im SW. der neuen Infanteriekaserne eine andere spitze Mulde von Muschelkalk isolirt inmitten des Röth. Es beweist dieser Umstand, dass am Südhang des Kratzenbergs im Röth Störungen in ostwestlicher Richtung, in diesem Falle Knickungen verlaufen, die zuweilen auch den Unteren Wellenkalk ergreifen. Die Kaserne steht ganz auf Röth. Nur ihr südlicher an der Hohenzollernstrasse gelegener Rand hat in seiner Westhälfte Wellenkalk als Untergrund, der mit 40⁰ nach S. einfällt. Am Südrand der genannten Strasse zeigte sich nun bei früheren Aufschlüssen dicht neben dem Trottoir, wo jetzt schon Häuser stehen, eine ganz plötzliche Knickung unter 90⁰, aber ohne

Fig. 2.



Verwurf. Es folgt dann der Südflügel, 40 Schritt breit (ebenso wie der Nordflügel), in welchem die unteren Wellenkalkschichten mit 45⁰ nach N. einfallen.

4. Ausser den 3 genannten, deutlich anstehenden grösseren Complexen von Muschelkalk im Weichbild der Stadt Cassel giebt es nun aber noch kleinere Vorkommnisse, die gelegentlich der Aufgrabungen an mehreren Stellen der westlichen Stadttheile aufgedeckt wurden und auf grössere Spalten im Röth und deren Ausfüllung durch eingestürztes jüngeres Gebirge zurückzuführen

sind. In dieser Weise haben sich, wie H. Schulz [1]) zuerst erwähnte, Trümmer von Schaumkalk, dolomitische Mergel (vermuthlich des Mittleren Muschelkalks) und Trochitenkalk gefunden. Sie sind in den Spalten der Zerstörung entgangen, welcher im Uebrigen die ehemals vorhandene Decke von jüngeren Muschelkalkschichten anheimgefallen ist. Das merkwürdigste Vorkommen derart ist an der Ecke des Ständeplatzes und der kleinen Friedrichstrasse. Vor den 2 letzten Häusern derselben und an der Südseite des Ständeplatzes fördern gelegentliche Ausgrabungen Trochitenkalk und Hornstein von der Basis des Oberen Muschelkalks zu Tage, südlich davon auf der Ostseite der Friedrichstrasse Rhät mit *Taeniodon Ewaldi* und *Avicula contorta* und Untersten Lias mit *Ammonites psilonotus.* Es ist dies das einzige bis jetzt bekannte Vorkommen von Keuper oder Lias auf Blatt Wilhelmshöhe [2]). Möglicherweise kreuzen sich hier, wie Hornstein [3]) annimmt, in der Tiefe zwei grössere Spalten im Röth, eine in der Richtung der grossen Bruchzone von O. nach W., eine andere senkrecht darauf. Mit diesen zahlreichen Spalten, besonders den in SN.-Richtung, hängt das Empordringen des Basaltes oder Basalttuffs zusammen, mit welchen die Spalten noch vielfach ausgefüllt sind. Innerhalb der neueren westlichen Stadttheile von Cassel, incl. Wehlheiden, soweit es nördlich des Druselthals gelegen ist, sind mir acht verschiedene Vorkommnisse von Basalt und Basalttuff bekannt, theils einfache Gänge, theils stockartige Kuppen von rundlichem oder elliptischem Umriss. Davon befinden sich zwei auf dem Kratzenberg, zwei im Muschelkalk des Weinbergs. Drei Basalttuffflecken z. Th. mit Basalt liegen in einer Reihe in der Hohenzollernstrasse und zwar ungefähr in der gleichen (OW.) Linie mit dem Punkt im O. am Ständeplatz, der durch die Einstürze jüngerer Triasschichten unser Interesse erregt, und mit der Muschelkalkeinknickung an der Infanteriekaserne. Hier wird ein

---

[1]) Geologie und Topographie der Umgegend Cassels. Festschr. d. 51. Vers. Deutsch. Naturf. und Aerzte 1878, S. 29.

[2]) Beyschlag fand kürzlich an der Ecke der Hohenzollern- und Anna-Strasse Lias-Sandsteine durch einen Canalbau erschlossen.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1879, S. 643.

Zusammenhang der Tuffvorkommnisse auch mit OW.-Spalten und speciell einer Muldenspalte höchst wahrscheinlich. Die Basaltgänge haben nur die beiden Richtungen h. 12. und h. $10^1/_2$. Sie biegen oft aus einer derselben in die andere um, wie das sowohl an dem alten bekannten Kratzenberger Gang, als auch an dem neu aufgeschlossenen an der verlängerten Kaiserstrasse hinter der Diakonissenanstalt beobachtet werden konnte.

5. Jenseits der Main-Weser-Bahn wiederholt sich das paarweise Auftreten zweier paralleler Muschelkalkzüge in der Verlängerung des Weinbergs resp. Kratzenbergs mit dem Rammelsberg resp. Lindenberg.

Der Rammelsberg, NW. von Wahlershausen, hat an seinem spitzen Ostende einen kleinen Steinbruch, der die Grenzschichten von Röth und Muschelkalk aufschliesst. Das Profil ist von oben nach unten folgendes:

	Meter
Wellenkalk mit unbedeutenden Petrefactenbänkchen .	4,5
Gregarienbank	0,06
7 Zwischenbänkchen	0,04
Dicke, harte, rostig gefleckte Bank mit Petrefacten .	0,115
Wellenkalk; darin gegen SO. eine 0,15 Meter dicke, harte Petrefactenbank mit Geröllchen	0,60
Gregarienbank	0,05
Wellenkalk	0,90
3—4 sehr harte löcherige Petrefactenbänke	0,26
Wellenkalk	1,40
Cavernöse Gregarienbank	0,06
Wellenkalk und Mergel	0,04
Röthlich-gelbe, theilweise blaugraue feinlöcherige Muschelkalkbank, sogenannte Conglomeratbank . .	0,13
Ockergelbe Dolomitplatten	1,20
Bunte Röthmergel.	

Die Schichten streichen in h. $8^1/_3$ und fallen unter einem Winkel von 75^0 nach SW. ein.

Im ganzen übrigen Rammelsberg ist das Streichen durchschnittlich O.—W. gerichtet. Die Abweichung davon am Ostende bewirkt die schiefe Abstutzung des Rückens daselbst durch eine NW.—SO.-Linie. Den Südfuss des Hügels scheint hier anfänglich eine Verwerfung zu charakterisiren, weiter westlich,

z. B. am Wahlershäuser Kirchhof, wo die Linguladolomite heraustreten, ist sie sicher nicht mehr vorhanden. Die Schichten fallen am südlichen Gehänge gegen den Hügel ein, d. h. gegen N., oder liegen horizontal, während am Nordfuss mehr südliches Einfallen in die Erscheinung tritt. Im Ganzen macht der Rammelsberg den Eindruck einer langgestreckten Mulde, die in sich aber noch mehrfache Störungen aufweist. Von den Oolithbänken des Unteren Wellenkalks, oder den charakteristischen damit verbundenen höheren gelben Dolomiten wurde nichts beobachtet. Um so auffallender erscheint der früher von mir hier gemachte Fund eines Stückes der sogenannten Terebratelbank in typischer Ausbildung mit vielen weissen seidenglänzenden Schalen von *Terebratula vulgaris.* Vielleicht ist hier an einer Spalte eine Scholle aus höherem Wellenkalk eingesunken und erhalten. Sicher ist Letzteres am Lindenberg der Fall.

6. Der Zug des Lindenbergs bietet in Bezug auf seine Lagerungsverhältnisse ein ganz besonderes Interesse. Er stellt sich in der Hauptsache als eine gebrochene grosse Mulde aus Unterem Wellenkalk mit der Oolithregion dar, in deren Tiefstem in der Mitte des Höhenzugs eine schmale, lange Scholle von Oberem Wellenkalk mit ächtem Schaumkalk eingesunken ist. Diese von 2 Verwerfungen umgebene Scholle tritt in der Osthälfte des Kalkzuges d. h. circa 100 Meter östlich vom Prinzenborn direct an den Südrand, den sie dann über den Kalkofen hinaus nahe bei der Kirche bis zu den westlichen Gärten im Dorfe Kirchditmold einnimmt, um hier an der Wahlershäuser Strasse sich offenbar auszukeilen, während der breite Nordflügel der Mulde mit Unterem Wellenkalk noch durch den grössten Theil des Dorfes, nach O. weiterstreicht. Geht man von Kirchditmold nach Wilhelmshöhe, so gewahrt man die ersten deutlicheren Kennzeichen einer Verwerfung zwischen dieser Nordscholle mit südlichem Einfallen und dem Schaumkalkzug, südlich von der Stelle, wo der Fahrweg nach Wilhelmshöhe sich von dem breiten Wege zum Saurasen und den Elfbuchen nach links abzweigt. Hier sind zahlreiche Aufschlüsse von der Strasse an bis zum Südfuss des Lindenbergs. Sie lassen nahe der Strasse mehrfache Klüfte in OW.-Richtung im Kalke

erkennen, die z. Th. von Kalkspath, z. Th. von braunem Lehm ausgefüllt sind. An einer Nebenspalte zeigte sich auch ein röthlicher Tertiärsand. Die Hauptspalte verläuft hier 20 Schritt von der Trennungsstelle der beiden Strassen. Nur im S. derselben ist Schaumkalk mit Steinkernen von *Myophoria orbicularis* vorhanden. Die Schichten dieser Scholle sind wellig gefaltet, fallen aber doch im Allgemeinen mit dem Abhang nach S.

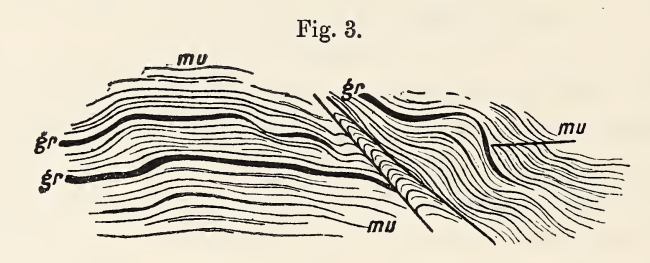
Dicht westlich hinter dem grösseren Schaumkalk-Steinbruch senkt sich plötzlich das Terrain des Höhenzugs bedeutend, und es schiebt sich von S. her in den Südabhang des Kalkzugs ein dreieckiges Fleckchen Röth. Zwei nach N. convergirende Querbrüche sind die Veranlassung dieser Unterbrechung des Schaumkalkstreifens. In dieser Röthbucht tritt eine starke Quelle zu Tage. Jenseits derselben erscheint sofort, noch im S. der Wilhelmshöher Strasse, Schaumkalk. Jetzt, wo diese Pappelallee den Südrand des Lindenbergs erreicht, verschmälert sich die Scholle von Oberem Wellenkalk und beschränkt sich allein auf den Streifen der Strasse.

Die nördlich längs derselben angelegten Steinbrüche schliessen zunächst nur Unteren Wellenkalk des Nordflügels der Mulde auf, erst die späteren auch Schichten der Schaumkalkregion. Es sind dies dünngeschichtete, ebenflächige, wulstlose Kalke und eine aus mehreren Lagen bestehende mächtige Schaumkalkmasse von 0,50—2,50 Meter Dicke mit vielen Abdrücken von *Myophoria orbicularis*, *elegans*, *cardissoides* und *laevigata*, *Gervillia mytiloides*, *Lucina Schmidi* und Schnecken.

Bevor von rechts der Weg Harleshausen—Prinzenborn—Wilhelmshöhe in die Pappelallee mündet, verlässt nun der schmale Schaumkalkstreifen den Südrand des Höhenzugs und die Strasse und zieht sich quer über jenen Weg gegen den Wald. Dafür tritt jetzt der Südflügel unserer Mulde des Lindenbergs zwischen der Südverwerfung und dem Röth heraus, von letzterem zunächst wohl ebenfalls durch eine Spalte getrennt, auf der der wasserreiche Prinzenborn heraustritt. Die Schichten dieser Südscholle haben nahe dem Prinzenborn noch ein stark wechselndes Einfallen, so östlich vom Prinzenborn steil nach NO. Nördlich von dem erwähnten Weg nach Harleshausen liegt nun ein langgestreckter

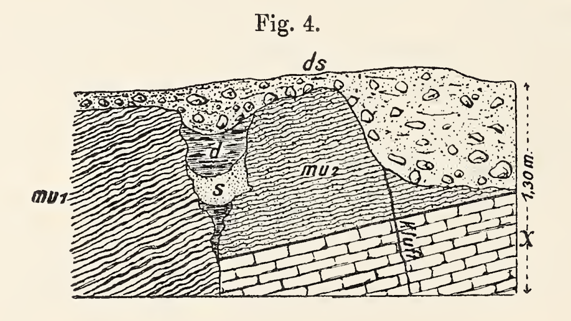
Bruch, der die interessantesten Aufschlüsse bot, leider jetzt verfallen und mit einer Lärchen- und Kieferschonung bedeckt ist. Hier zeigen sich die Schichten der Südscholle zunächst mehr oder weniger horizontal, aber dabei hin- und hergebogen und gequetscht, wie in nebenstehender Zeichnung. Eine der hier aufgeschlossenen

Fig. 3.



Gregarienbänke enthielt *Beneckeia Buchi* in Steinkernform. Wenige Schritte weiter fallen dieselben Schichten nach S. ein. Plötzlich tritt unmittelbar neben dem durch *Beneckeia Buchi* genugsam gekennzeichneten Unteren Wellenkalk unter gleichem Einfallen Schaumkalk auf, von ersterem durch eine deutlich aufgeschlossene Verwerfungsspalte getrennt (Fig. 4). Die Hauptkluft streicht, wie der Muschelkalk zu beiden Seiten, in h. 7—7$^1/_2$. Sie wird an

Fig. 4.



der Aufschlussstelle noch von einer Querkluft in der Fallrichtung des Wellenkalks, also senkrecht auf die streichende Verwerfung (auf dem Bilde Fig. 4 in der Ebene des Papiers) gekreuzt und erweitert. An der Kreuzungsstelle ist besonders in die breite Querkluft gelber Tertiärsand eingerutscht.

Von diesem Punkt an nach W. ist der Schaumkalk mitten

im Walde auf dem höchsten Theile des Lindenbergs noch in einer Folge von alten, kleinen Brüchen ausgebeutet worden, die 225 Schritt weit sich in h. 7½ an einander reihen. Von da an verschwindet im Walde jede Spur von Oberem Wellenkalk. Die die mittlere Scholle begrenzenden Verwerfungen müssen sich hier gegen das Ende der Brüche geschaart haben.

Die Süd- und Nordscholle treten nun unmittelbar zusammen und verbreitern sich zugleich mehr und mehr. Der Muldencharakter, der bisher bei dem wechselnden Einfallen der Schichten der Südscholle am Prinzenborn und in der Lärchenschonung (Fig. 3) noch nicht so ausgeprägt war, kommt nun im westlichen übrigen Theil des Lindenbergs mehr zur Geltung. Der Südflügel, welcher sich immer mehr verbreitert und dem Röth im S. jetzt anscheinend regelmässig aufliegt, hat gleichmässiges, wenn auch schwaches Einfallen gegen N.; der nördliche Flügel, wie schon vorher im O., ein regelmässiges Fallen nach S., das allerdings jetzt in der Winkelgrösse abnimmt. Die Mulde verflacht sich also.

Der Muldencharakter des Ganzen kommt aber unverkennbar zum Ausdruck dadurch, dass ein und dieselbe Schichtenfolge, nämlich die Oolithbankregion sich in beiden Flügeln weithin im Walde deutlich verfolgen lässt. In dem Südflügel beginnt sie etwa an der Schaarungsstelle der Verwerfungen am Westende der Schaumkalkbrüche und reicht bis zur Rasenallee; in dem Nordflügel verfolgte ich sie von dem Sammelbassin der Kirchditmolder Wasserleitung in der Mitte des Lindenbergzuges, (in dessen O. sie durch einen Querbruch abgeschnitten wird), längs des Elfbuchenwegs und der begleitenden Hute, bis der Muschelkalk unter dem Tertiärsande der Fuchslöcher verschwindet. Ueberall bilden die, nach Berechnung 30—40 Meter über der Röthgrenze lagernden gelben Dolomite zwischen den beiden Oolithbänken als leicht in die Augen fallender Streifen einen vortrefflichen Leithorizont. Die Oolithbänke selbst waren schwieriger zu finden. Die untere derselben, 11 Centimeter dick, röthlich-gelb, 2½ Meter unter dem gelben Dolomitstreifen, zeichnet sich in dem Nordflügel theilweise durch recht grobe Poren und Mangel an Oolithkörnern und Petrefacten aus; in dem Südflügel ist sie typischer oolithisch und enthält unter anderm *Chem-*

nitzia scalata und *Natica gregaria*. Hier bildet sie als widerstandsfähige Bank eine Strecke lang die Randkante des Lindenbergplateaus, unter der der Südabhang steil abfällt zur Wilhelmshöher Strasse. Die obere Bank, 12 Centimeter dick, ist häufig conglomeratisch und führt *Gervillia socialis, Pecten discites* und Myophorien.

Mit dem Lindenberg endigt im W. die Gruppe von Muschelkalkvorkommnissen, die sich an die breite Casseler Bruchzone knüpft.

7. Der westlich folgende Habichtswald im engeren Sinne enthält keine mittlere Trias mehr. Als Ausnahme könnte von dessen Nordabfall am Nordfuss des Hühnerbergs ein isolirtes Auftauchen von Wellenkalk auf dem linken Ufer des Silberborn zwischen der alten und neuen Wolfhagener-Strasse genannt werden.

B. Wir kommen nun zu dem zweiten, diesmal zusammenhängenden Muschelkalkgebiet der Berggruppe im NW. und N. des Habichtswalds. Es beginnt mit dem Ahnethal und zieht sich innerhalb des untersuchten Blattes Wilhelmshöhe von da nach N. über den Trüffelsbühl, Hohenstein und Hölle zum Hangartstein, Postenberg, Schwarzenberg und Schreckenberg bezw. Ehrstener Berg. Im W. gehört noch der Katzenstein, der gewaltige Dörnberg und die Umgebung von Dorf Dörnberg zu der Gruppe, die wir daher als Dörnberggruppe bezeichnen wollen. Ueberall nimmt der Muschelkalk nur etwa das mittlere Drittel der Berghöhen, besonders aber die Hochflächen zwischen den eigentlichen von Basalt gekrönten Gipfeln ein.

Genauer wurden bis jetzt nur die östlichen und nördlichen Theile dieser Muschelkalkmasse untersucht. Hier handelt es sich, vom oberen Ahnethal abgesehen, immer nur um Unteren Wellenkalk. Oolithbänke, Terebratulabank, Schaumkalk wurden nirgends wahrgenommen.

Die nicht genauer begangene Partie am Ahnethal oberhalb der Wolfhagener-Strasse, sowie die Umkränzung des Dörnbergs enthalten dagegen auch die oberen Wellenkalklagen. Am Südabfall des Dörnbergs z. B. wurden bei flüchtiger Begehung sowohl

Oolithbankregion als Schaumkalk beobachtet, doch gelang es noch nicht, die zwischen beiden liegende Terebratulabank, mit der nach der neuerdings eingeführten Eintheilung der Obere Muschelkalk beginnen soll, festzustellen.

Die Terebratulabank in typischer Ausbildung, von der ich, wie oben erwähnt, zuerst am Rammelsberg bei Wahlershausen Proben gefunden, zeigte sich sonst nur an dem kleinen Basalthügel im W. des Katzensteins, also östlich vom Dorfe Dörnberg. Die nur lose auf dem Acker am Südfuss dieses Hügels gefundenen Stücke enthielten kleine Schalen von *Terebratula vulgaris* und *Spiriferina hirsuta*. Da daneben auch Stücke von ächtem Trochitenkalk herumlagen, muss hier wieder auf eine Lagerungsstörung, eine Spalte geschlossen werden, in welche, wie im Röth des Ständeplatzes, Trümmer jüngerer Schichten eingestürzt sind. Sonst nämlich zeigte sich in der Umgebung dieses Hügels nur typischer Unterer Wellenkalk mit petrefactenreichen Gregarien- und Gervillienbänken.

C. Der dritte grosse Muschelkalkcomplex liegt im N. des mittleren Ahnethals. Es ist das Kalkplateau des Calder Bergs, Brands und Thiergartens, dem sich im SO. noch der basaltgekrönte Staufenberg und Stahlberg anschliesst.

1. Auch hier ist es fast allein Unterer Wellenkalk, der das Ganze zusammensetzt. Ein gutes Profil desselben zeigt sich in einem Wasserriss des Wegs, der von den »Sieben Brunnen« im N. von Weimar am Südrand der Muschelkalkplatte her nach Fürstenwald führt.

		Meter
Oben:	Wellenkalk	—
	Löcherige, harte Gregarienbank	0,04
	Wellenkalk	1,00
	Dichte Platte mit *Gervillia socialis* und *Lima striata* auf der Oberfläche	0,02
	Wellenkalk	0,15
	Gregarienbank mit Petrefacten auch an der Oberseite: *Gervillia socialis*, *Myophoria laevigata*, *Lima* n. sp. ind. (klein, mit feinen unregel-	

	Meter
mässigen Rippen), *Pecten discites*, *Natica gregaria*, *Dentalium*	0,05
Wellenkalk	0,03
Gregarienbank	0,06
Wellenkalk	0,08
Harte, gelbgefleckte Gregarienbank mit Kalk- und Dolomitspath	0,10—0,14
Wellenkalk	0,25
Petrefactenbank	0,10
Wellenkalk	0,60
Bank mit Petrefacten nur auf der Oberfläche: *Pecten discites*, *Myophoria vulgaris* und *laevigata*.	
Wellenkalk.	
2—4 gelbgefleckte, harte, löcherige Bänke mit grauen Geröllen und Petrefacten: *Anoplophora* cf. *musculoïdes*, *Natica gregaria* und Fischschuppen .	0,14—0,17
Gelbe, harte Dolomitbank, nur schwach löcherig .	0,05—0,08

Röth: Gelbe Dolomitplatten.

Im S. des Thiergartens fand ich in einem Handstück einer Gregarienbank ausser *Natica gregaria*, Dentalien, *Pecten discites*, auch eine grosse *Beneckeïa Buchi*.

2. Die höchsten Regionen des Muschelkalkplateaus werden durch das Auftreten der Oolithbänke, also der oberen Abtheilung des Unteren Wellenkalks, charakterisirt. Wie das ganze Verbreitungsgebiet des Muschelkalks eine mondförmig gekrümmte Form hat, so auch in dessen Mitte der schmale Streifen mit den Oolithbänken und der oberen Dolomitzone. Derselbe zieht sich in zwei durch den Meimbresser Grund getrennten Theilen vom Calder Berg durch den Thiergartenwald zum Warburger Feld hin, wo man die beiden Oolithbänke in vielen kleinen Steinbrüchen aufgeschlossen findet. Die tiefere derselben ist gelb gefleckt und meist oolithisch, die höhere ein typischer schneeweisser Schaumkalk; zwischen beiden, etwa 65 Centimeter unter der oberen Bank, treten auch die gelben Dolomite in ebengeschichteten Platten, allerdings sehr schwach (20 Centimeter) entwickelt, auf. Versteinerungen sind in den Oolithbänken spärlich: *Monotis Albertii*, *Gervillia mytiloides*, *Myophoria ovata* und *laevigata* und Gastropoden sind vorhanden, wogegen *M. orbicularis* fehlt.

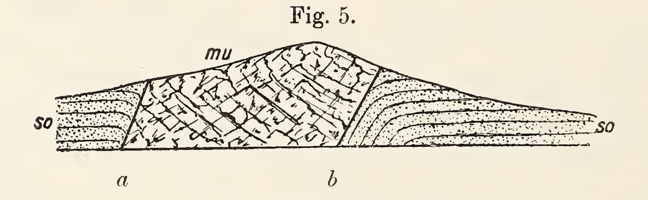
3. Erwähnenswerth ist noch das isolirte Vorkommen von Stücken der Terebratulabank, die ähnlich einer Austernbank aus lauter kleinen Fragmenten von Brachiopodenschalen, nämlich kleinen *Terebratula vulgaris* und *Spiriferina* zusammengesetzt ist, von Schaumkalk mit *Myophoria orbicularis* und Trochitenkalk mit *Encrinus liliformis* und *Chemnitzia Schlotheimi* auf dem höchsten Punkt des Calder Bergs aber nicht weit von (circa 20 Meter über) der Röthgrenze zwischen Unterem Wellenkalk. Auch hier muss es sich wie beim Rammelsberg und Katzenstein um die Ausfüllungsmasse einer breiten Spalte handeln. Die Art der Verbreitung jener fremdartigen Kalkblöcke am Calder Berg — man findet sie nur längs eines schmalen von O. nach W. verlaufenden Strichs von 150 Meter Länge — weist ebenfalls auf eine Spaltenbildung hin.

D. An diese Einstürze von Oberem Wellenkalk und Trochitenkalk in Untere Wellenkalkmassen können wir passend die letzte wichtige Art des Vorkommens von Muschelkalk auf Blatt Wilhelmshöhe anschliessen, nämlich diejenige der isolirten Muschelkalkflecken im Röth, welche ich schon oben kurz anführte. Der Unterschied zwischen beiden mit Störungen verbundenen auffälligen Erscheinungen ist nur der, dass es sich bei den im Röth auftretenden Muschelkalkpartieen meist um rundlichen oder elliptischen Umriss der letzteren, um kegelförmige Hügel handelt, die auf localen trichterförmigen Einstürzen in Folge von unterirdischer Auslaugung einst vorhanden gewesener linsenförmiger Gypslager im Röth entstanden sind. Die spätere Denudation der Erdoberfläche hat dann durch Zerstörung der Wellenkalkdecke mit Ausnahme der in die Höhlung gesunkenen Trümmer und weiterhin durch die Entfernung der weichen Röthmergel, welche diese relativ widerstandsfähigen Trümmer umgaben, an Stelle des ursprünglichen Erdfalls oder Gypsschlots einen Hügel geschaffen. Auf derartige Entstehung sind die zahlreichen circa 60—70 isolirten Muschelkalkhügel zurückzuführen, die sich an dem Südabhang des Hangartsteins, der Westseite des Postenbergs und der ganzen Umgebung von Fürstenwald und Ehrsten zwischen dem Thiergarten, der

Zierenberger Eisenbahn und dem Schrecken- und Scharteberg, sowie endlich im Wilhelmsthaler Park gleich Inseln erheben. Aus dem S. des Kartenblattes kann dieser Gruppe von Erscheinungen nur der kreisförmige Wellenkalkflecken unterhalb Mulang, auf welchem das Wilhelmshöher Pensionshaus steht, sowie der Höllenküppel im W. der neuen Infanteriekaserne, der jetzt eine Gartenwirthschaft trägt, zugerechnet werden.

1. Einen ausgezeichneten Einblick in die Lagerung an solch' einem Muschelkalkhügel ermöglichte ein neuer Eisenbahneinschnitt zwischen Weimar und Fürstenwald, wo die Bahn die Wasserscheide zwischen Ahne und Nebelbecke durchquert. Hier wurde gerade ein solcher Hügel, Henrichsberg genannt, in seiner Mitte derart geschnitten, dass die N.-Böschung des tiefsten Bahneinschnittes den medianen Durchschnitt des Hügels, die Südböschung eine Tangente desselben präsentirt. Der Farbengegensatz zwischen den rothen Mergeln an den Seiten und den hellgrauen durcheinander gewürfelten Muschelkalkschollen in der Mitte macht das Bild um so instructiver. Zwei steile nach unten schwach convergirende Linien (*a* und *b* auf Fig. 5) bilden die Grenze zwischen

Fig. 5.



beiden Formationen. Gegen beide Linien erscheinen die Röthschichten, welche rechts und links sonst horizontal sind, stark geschleppt. Die eingesunkene Muschelkalkmasse ist nicht einheitlich, sondern in lauter Schollen zerstückelt, zwischen denen auch Röththeile als Ausfüllung erscheinen. Nach dem Schnitt allein könnte man auch an zwei parallele Verwerfungen und eine Grabenversenkung dazwischen denken. Da aber diese Grenze zwischen Wellenkalk und Röth den kreisförmigen Hügel rings umzieht, kann es sich nicht um zwei ebene Spaltflächen, sondern nur um eine cylindrische oder einen Trichter handeln.

Gewöhnlich liegen die Muschelkalkinseln im Röth ohne

Ordnung zerstreut. Doch beobachtet man auch mehrfach dieselben zu drei oder vier in nordnordwestlicher Richtung aneinander gereiht, z. B. die Hügel Henrichsberg, Galgenberg und Knüllchen südlich Fürstenwald. Diese Erscheinung muss entweder auf eine ursprünglich reihenförmige Gruppirung der später ausgelaugten Gypslinsen im Röth oder wahrscheinlicher auf Spalten und den durch sie bestimmten unterirdischen Lauf der auslaugenden Gewässer zurückgeführt werden.

2. Die letztere Deutung, den Zusammenhang mit Spalten, möchte ich besonders für zwei Vorkommnisse in Anspruch nehmen, die eine gesonderte Besprechung verdienen. Es sind die sogenannten Krönigsköpfe dicht südlich von der Allee, die von der Holländischen Strasse nach Schloss Wilhelmsthal führt. Diese 3—4 einzelnen Muschelkalkhügel sind in nordnordwestlicher Richtung gereiht. In der Mitte des ganzen Zuges befinden sich ein Paar zu einer Art von Krater gruppirte Hügel aus Basalttuff und etwas Basalt. Das über die Wilhelmsthaler Allee hinübergreifende Nordende des Muschelkalkzuges ist scharf zugespitzt, als wäre es von zwei spitzwinkelig sich schaarenden Verwerfungen umsäumt, beziehungsweise erscheint es als eine keilförmige Ausfüllung einer sich gegen S. erweiternden Spalte. Westlich, fast unmittelbar neben diesem spitzen Ende, tritt auf dem Fussweg der Allee anstehender Basalt, in der nördlichen Verlängerung des Vorkommens zwischen Röth wieder ein Basalttuffflecken und weiterhin mehrere Muschelkalkhügel auf.

3. Ein noch eigenthümlicheres Vorkommen ist dasjenige am Südostabhang des Hangartstein. Während die meisten der daselbst im Gebiete des Röth befindlichen Muschelkalkflecken sich als Hügel von rundlicher Gestalt erweisen, zeichnet sich einer durch seinen länglich-elliptischen Umriss und das Fehlen jeder Terrainerhebung aus. Er liegt im N. des Weges von Weimar zum Helfenstein im Felde unweit der Waldesgrenze. Der Muschelkalkflecken ist hier auf der südlichen Längsseite der in hora $8^1/_2$ gestreckten Ellipse von Basalttuff umschlossen, welcher auch Trümmer von Trochitenkalk und Blöcke von blasigem Basalt mit kugelig-schaliger Absonderung enthält. Deutliche Basalt-

gänge mit einem Streichen in h. 8 oder OSO.—WNW. setzen wenig westlich und nördlich von dem Punkt am Waldesrand im Röth auf. Auch in den höheren Theilen des Hangartsteinmassivs zeigen sich mehrfach Basaltgänge in der gleichen Richtung. Die neben und zwischen dem Basalttuff auftretenden Muschelkalkreste gehören theils dem Unteren Wellenkalk, theils dem Trochitenkalk an. Ersterer bedeckt besonders einen zusammenhängenden Streifen des Feldes an der (nördlichen) Grenze gegen den Röth. Der letztere liegt südlich von diesem Strich in losen Trümmern zerstreut neben Basalttuff und Basaltstücken.

Die Entstehung dieses Vorkommens könnte folgendermaassen gedacht werden: Die triadischen Schichten am Hangartstein wurden früh durch h. 8 streichende Spalten zerrissen, an denen auch Verwürfe stattfanden. So konnte im vorliegenden Falle Trochitenkalk im S. in gleiches Niveau neben Unteren Wellenkalk im N. treten. Die Meeres-Abrasionen in den Perioden der Oberen Kreide und besonders des Mitteloligocäns ebneten dann das Terrain, so dass jetzt einerseits Trochitenkalk, andererseits Wellenkalk die Oberfläche bildeten. Im Miocän riss die weit in die Tiefe gehende Spalte von Neuem auf und die eruptiven Massen des Basalttuffs und Basalts benutzten den neu geschaffnen Weg, um zur Oberfläche emporzudringen. In die erweiterte Kluft stürzten von oben gleichzeitig Trümmer von Trochitenkalk und eine Scholle Wellenkalk von den Rändern hinab. Der folgenden terrestrischen Denudation oder Ablation blieb jetzt nur noch übrig, die noch bestehende Muschelkalkdecke über dem Röth zu entfernen, damit das heutige Bild der Oberfläche entstand.

E. Der Vollständigkeit wegen wäre schliesslich noch der nicht anstehenden Muschelkalkreste zu gedenken, die als Gehängeschotter über den tieferen, aus Röth bestehenden Gehängen liegen und die Grenze zwischen beiden verwischen, sowie der Gerölle in jüngeren Ablagerungen, Tertiär, Diluvium und Alluvium. Das häufige Vorkommen der widerstandsfähigsten Muschelkalkschicht des Trochitenkalks speciell in den ältesten Tertiärbildungen, den Süsswasserablagerungen des Unteroligocäns im Liegenden des Septarienthons z. B. am Südwestfuss des Bühl bei Weimar und

gegenüber auf dem rechten Ufer des mittleren Ahnethals kann als letzter Beweis für eine einstmalige ausgedehnte Verbreitung des Oberen Muschelkalks auf Blatt Wilhelmshöhe angeführt werden, wovon jetzt nur noch kümmerliche Reste in Trümmern vorliegen.

So haben wir nach dem Vorhergehenden Oberen Muschelkalk im Ganzen an folgenden Punkten feststellen können: als Ausfüllungsmasse von Spalten im Röth am Ständeplatz in Cassel und zusammen mit Basalttuff am Hangartstein bei Weimar, als Kluftausfüllung im Unteren Wellenkalk zwischen Katzenstein und Dorf Dörnberg und am Calder Berg bei Weimar, schliesslich als Gerölle im Unteroligocän hauptsächlich am Bühl.

Tektonische Störungen der triadischen Schichten in der Umgebung von Kahla.

Von Herrn **Ernst Naumann** in Jena.

(Hierzu Tafel V u. VI.)

B. v. COTTA machte zuerst darauf aufmerksam, dass das Gebiet der Leuchtenburg eine Schichtenstörung darstellt [1]). Offenbar hat er die Lagerung der Schichten am Rande der Leuchtenburgstörung im Auge, wenn er von einer »Aufrichtungslinie« spricht, die vom Bodnitzberg bei Altenberga über Zwabitz nach der Leuchtenburg streicht. Wir verdanken v. COTTA die Erkenntniss, dass die isolirte Muschelkalkpartie der Leuchtenburg und des Dohlensteins durch ein Einsinken der Kalkbänke zwischen die Sandsteinschichten zu erklären ist. v. COTTA erkannte damals die Unmöglichkeit, die Schichtenstörung südöstlich von der Leuchtenburg weiter zu verfolgen, er verweist aber auf die auffällige Thatsache, dass der Muschelkalk am Ida-Waldhaus bei Greiz in die Verlängerung der »Erhebungslinie« fällt. Ferner findet v. COTTA, dass der Muschelkalk des Culm bei Saalfeld einer parallelen Erhebungslinie entspricht und er erkennt den Zusammenhang dieser

---

[1]) B. v. COTTA, »Bemerkungen über Erhebungslinien im Thüringer Flötzgebirge«. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1840 S. 272 und derselbe: »Hebungslinien und Versteinerungen im Thüringer Muschelkalk«. Ebenda 1842 S. 215.

Störungen mit der »Emporhebung« des Thüringer Waldes und des Harzes. Dementsprechend findet man auf Section XIX der Naumann-Cotta'schen Karte[1]) von Sachsen die Störung als eine Linie eingetragen.

Weitere Thatsachen hat E. E. Schmid durch Kartirung der Blätter Kahla und Blankenhain beigebracht[2]); sie sind in den Erläuterungen zu diesen Blättern niedergelegt. Von untergeordneter Bedeutung für diese Frage ist die Kartirung von Blatt Orlamünde, da nur noch ein geringer Theil der Störung auf dieses Blatt hinüber verfolgt werden kann. F. Regel, der in seinem »Thüringen« eine Zusammenstellung der Störungen giebt[3]), hält die Leuchtenburgstörung für einen »Grabeneinbruch, mit welchem das isolirte Auftreten von Muschelkalk auf der rechten Seite der Saale in ursächlichem Zusammenhang steht«. Während Schmid nur eine südliche Verwerfung zeichnet, kennt Regel auch eine nördliche, die sich auf dem linken Saaleufer bis Altenberga hinzieht.

Alle diese Beobachtungen zusammenzufassen und die Resultate einer vollständigen Neukartirung dieses Störungsgebietes mit den früheren zu einem einheitlichen Bilde der Leuchtenburgstörung zu vereinen, ist der Zweck der vorliegenden Arbeit. — Die Neukartirung betrifft das engere Störungsgebiet und die nächste Umgebung der Randverwerfungen.

Wir beginnen die Betrachtung der Störungen mit dem Theil östlich der Saale, begehen dann das linkssaalische Gebiet und suchen schliesslich die Brücke über das Saalthal zu schlagen. Dann folgt ein Kapitel, welches die westliche Fortsetzung und die Lage zu benachbarten Störungen behandelt. Nach wenigen Bemerkungen zu der Altersfrage folgen im letzten Theil noch einige Beobachtungen über stratigraphische etc. Verhältnisse des Gebietes und den Schluss wird eine Zusammenfassung der Resultate bilden.

---

[1]) Naumann und Cotta, Geognostische Karte des Königreich Sachsen und der angrenzenden Gebiete 1 : 120000.

[2]) Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten: Erläuterungen zu Blatt Kahla S. 8—10, Erläuterungen zu Blatt Blankenhain S. 8—11.

[3]) F. Regel, »Thüringen« I. Cap. 17—20, speciell S. 269.

Vierhundert Meter nordwestlich von der Saalebrücke bei Löbschütz erhebt sich der Mittlere Buntsandstein zu einer Felswand von etwa 10 Meter Höhe. Seine Schichten streichen W. 45° N. und fallen unter 20° gegen SW. ein, aber wenige Schritte nach NW. ist das Fallen entgegengesetzt und noch einen Schritt weiter steht Röth an. Es liegt eine Verwerfung zwischen dem Oberen und dem Mittleren Buntsandstein vor, der Obere erscheint gegen den Mittleren gesunken. Des letzteren Schichten sind durch einen auslösenden Bruch zerrissen und eine kleine Partie hat sich keilförmig in die Spalte hineingelegt. Die Verwerfung giebt sich auch durch einen Terraineinschnitt im Abhang und durch das Auftreten mehrerer Quellen zu erkennen, ein Zeichen, dass auch der Röth durch Nebenspalten zerklüftet und wasserdurchlässig geworden ist. Sein Streichen ist nicht erkennbar, das Fallen beobachtet man etwas oberhalb jener Stelle nach NO. gerichtet. Wir gelangen nun südöstlich hinansteigend auf die Strasse Kahla-Seitenroda, die einen tiefen Einschnitt im Mittleren Buntsandstein bildet. Eine Lehmdecke, die bis Löbschütz hinabreicht, verhüllt oberflächlich die Grenze zwischen dem Mittleren Buntsandstein und dem nördlich angrenzenden Röth und damit die Verwerfung. Die Sandsteine an den Seiten der Hohle streichen W. 45° N. und fallen 20° SW., die saigere Sprunghöhe beträgt etwa 60 Meter; durch Verbindung mit dem zuerst betrachteten Aufschluss erhält man für die Verwerfung ein Streichen W. 30° N., also OSO. — WNW. gerichtet. Im weiteren Verlauf verdecken Massen von abgestürztem Muschelkalk die Störung; aus der Lagerung des anstehenden Muschelkalkes und dem Verlauf seiner Grenze gegen den Röth ergiebt sich aber, dass die Verwerfung bereits zwischen Mittlerem Buntsandstein und unterstem Muschelkalk, den Myophorienschichten verläuft. Es sind dies die untersten ebenen Kalkschiefer Wagner's, Cölestinschichten Schmid's, die im Gebiet vorzüglich entwickelt sind und auf der Karte deshalb als farbige Linien angegeben wurden, welche ihre obere Grenze gegen den Wellenkalk darstellen.

Nachdem wir die Strasse verlassen und ein vom Löbschützer Grund heraufkommendes Thal überschritten haben, tritt uns eine

scharfe Felskante entgegen. Dieser Untere Muschelkalk zeigt hier durchweg ein steil nordöstliches Fallen (Str. N. 37° W., F. 25° NO.), es sind die Myophorienschichten mit einer typischen braungelben, ca. 50 Centimeter mächtigen oolithischen Grenzbank gegen den Röth, der mit grauen und rothen Mergeln folgt. Dieser Röth enthält Gänge von Gyps, wie sich mit Handbohrer nachweisen liess; die rothe Farbe der Mergel und die Gypse weisen auf Oberen Röth. An die wenig mächtigen Mergel schliesst sich ganz unvermittelt Mittlerer Buntsandstein in gleichem Niveau an, zwischen beiden schneidet die Spalte hindurch. In dem östlicheren Seitenthal, das sich an den Südwestabhang des Pfaffenberges anlehnt, fehlt es an Aufschlüssen — Schmid führt die Spalte zu weit südlich und Richter lässt sie auf Blatt Orlamünde in derselben Richtung im Mittleren Buntsandstein verschwinden —; erst auf dem Plateau südlich des Pfaffenberges ist die Verwerfung wieder nachzuweisen, indem Unterer Muschelkalk an Mittleren Buntsandstein stossend angetroffen wird.

Ehe wir zur Erörterung der verwickelten Lagerung hier schreiten, wenden wir uns zuvor der nördlichen Hauptspalte und den Nebenspalten zu.

An der Mündung des nordwestlich von Seitenroda herabziehenden langen Thales in die Saalaue findet sich etwas südlich von der Wegtheilung eine stärkere Quelle. Sie sprudelt sehr lebhaft aus der Tiefe herauf und ihre Lage auf der Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein kennzeichnet sie als Verwerfungsquelle. Das auf der Spalte angesammelte Wasser tritt am Rande der Saalaue an die Oberfläche. Wir folgen dem Waldrand entlang der Grenze des Buntsandsteins. Gleich über Kurve 500 schneidet diese Grenze einen kleinen Pfad, auf dem Myophoriendolomit ansteht. Es sind graue, rauhe Dolomite, ca. 20 Centimeter mächtig [darin *Myophoria vulgaris* in zahlreichen, kleinen Exemplaren] mit Str. N. 45° W., F. 45° SW.; wenige Schritte nordöstlich steht in gleicher Höhe Mittlerer Buntsandstein an. Weiter südöstlich wird der Abhang felsig, die Sandsteinbänke treten scharf hervor, südwestlich begrenzen sie rothe und graue

Mergel des Röth mit Hornsteinbänken. In einem Wasserriss, der einen steilen Pfad aufnimmt, sind diese Mergel gut aufgeschlossen; die obersten Bänke des Mittleren Buntsandsteins sind hier karneolführend, doch kann man nicht von einer eigentlichen Karneolbank reden. Auf Kurve 650 stossen die Röthschichten scharf gegen Unteren Wellenkalk ab und beide sind stark gegen den Mittleren Buntsandstein aufgerichtet, welcher Str. N. 45^0 W., F. 40^0 NO. aufweist; die Verwerfung verläuft hier zwischen Röth und Mittlerem Buntsandstein. Am Nordostabhang des Dohlensteins tritt nach Auskeilen des Röth der Mittlere Buntsandstein hart an den Steilabsturz des Unteren Wellenkalkes heran, an einer Stelle reicht er sogar bis zur Kurve 850 herauf. Auf das Wiederauftreten von Röth im südöstlichen Verlauf der Spalte stützt sich zum Theil die Vermuthung, dass zwei später zu beschreibende Nebenspalten zwischen Leuchtenburg und Pfaffenberg mit unserer Nordspalte zusammenhängen. Diese überschreitet bald unsichtbar unseren Weg und durchquert den von der Leuchtenburg nach NW. hinabführenden Thalgrund. Ein kleiner Teich an dem Weg, der dieses Thal mit dem Dorf Seitenroda verbindet, liegt offenbar in der Störungslinie, denn der Röth geht südlich bis zum Teich herab, nördlich steht aber hundert Fuss höher Mittlerer Buntsandstein an, der flach nach SW. fällt. Am Nordwestabhang der Leuchtenburg entspringt eine grössere, gefasste Quelle, an der verschiedene Wege vorüberführen. Die Röthschichten streichen hier nordwestlich und fallen nach SW. steil ein; sie schliessen sich damit an den Unteren Wellenkalk an, der in einem Schurf im Feld über der genannten Quelle mit Str. N. 52^0 W., F. 45 SW. ansteht. Dieser Wellenkalk ist wohl kaum als abgestürztes Material aufzufassen, denn sein Streichen und Fallen beweist den Zusammenhang mit der grösseren Scholle, auf der die Leuchtenburg steht. Durch den von Seitenroda nach der Leuchtenburg hinaufführenden Fahrweg ist der Untere Wellenkalk längs der Burgseite angeschnitten, er streicht N. 45^0 W. und fällt 20^0 SW.; diese Lagerung macht sich am ganzen Nordabhang bis zum Burgthor geltend, eine horizontale Schichtung ist am nördlichen Fusse

nirgends zu beobachten [1]). Der Mittlere Buntsandstein am nördlichen Fuss der Leuchtenburg hat Str. N. 45° W., F. 15° NO. Er liegt bereits ausserhalb der nördlichen Randverwerfung. Bezüglich der Röthschichten ist zu bemerken, dass nur der Obere und ein Theil des Mittleren anstehen, vom Unteren Röth, von der Tenuisbank und den unteren fossilfreien Gypsen [2]) ist nichts zu bemerken. Danach ist man wohl berechtigt, einen Theil des Mittleren und den Unteren Röth als fehlend zu betrachten, d. h. die Verwerfung zwischen dem Oberen Röth und Schichten des Mittleren Buntsandsteins anzunehmen und ihr eine Sprunghöhe von 40—60 Meter zuzuschreiben. In und östlich Seitenroda scheint die Spalte noch ein Stück fortzusetzen. Wir kommen unten darauf zurück und gehen nun zum mittleren Theil und den Nebenspalten des rechtssaalischen Gebiets über. Das Profil des Dohlensteins, wie es sich am besten vom Bahnhof Kahla aus dem Beschauer zeigt, bietet einen vollständigen Aufriss der Störung. Man gewahrt namentlich an der Nordseite die starke Aufrichtung des Wellenkalks und sieht dann, dass die Schichten nach S. zu flach und bald scheinbar horizontal werden — thatsächlich sind sie etwas nach W. geneigt —; grössere Spalten fehlen im Muschelkalk, dafür durchsetzen zahlreiche kleinere Klüfte das Gestein. Auf der Höhe des Dohlensteins kann man danach schon annähernd voraussagen, in welcher Erstreckung der nächste Bergsturz Schichten hinwegnehmen wird. Im Ganzen zeigen die Schichten des Dohlensteins flaches Fallen nach SW., besonders steil wird diese Neigung an dem schmalen Sattel, der die Brücke vom Dohlenstein zur Leuchtenburg bildet. Die Lagerung des Röth und des Unteren Wellenkalkes zwingen zu der Annahme, dass hier längs zweier Nebenspalten die äusseren Flügel, Leuchtenburg und Dohlenstein sanken, während ein schmaler innerer Theil horstartig stehen blieb. Dieselbe Lagerung kommt auch in dem Einschnitt zwischen Leuchtenburg und Pfaffenberg zum Ausdruck; auch hier liegt der Horsttheil scheinbar tiefer als die gesunkenen Flügel, weil der

[1]) Geologische Specialkarte von Preussen, Erläuterungen zu Blatt Kahla S. 8 unten.

[2]) S. Passarge, »Das Röth im östlichen Thüringen«. Dissertation, Jena 1891.

härtere Muschelkalk der Erosion länger standhielt, als die bröckligen Mergel des Röth. (Vergl. zum Folgenden Profil I, Taf. VI.)

Von diesen beiden Nebenspalten betrachten wir die südliche zuerst. Sie zieht am Nordhang des Dohlensteins vermuthlich zwischen Wellenkalk und Röth hin; am Satteleinschnitt tritt rother Mergel des Röth nordöstlich an Unteren Wellenkalk südwestlich. Die Myophorienschichten fehlen diesem, zu unterst liegt eine harte, graue, conglomeratische Bank, wie solche im mittleren Theil des Unteren Wellenkalks in der Umgebung Jenas bekannt sind und ähnlich im nordwestlichen Deutschland gefunden werden. Die Werksteinbänke stehen auf dem Weg zum Dohlenstein mit Str. N. 22° W., F. 50° SW. an. Diese Schichten hängen mit denen des nordwestlichen Pfaffenberges ohne wesentliche Störung zusammen und bilden mit diesen eine muldenartige Einbiegung. Weiterhin tritt die südwestliche Nebenspalte am südlichen Abhang der Hohle zwischen Leuchtenburg und Pfaffenberg wieder hervor, indem Unterer Wellenkalk des Pfaffenbergs an rothe Mergel stösst. Der Wellenkalk besteht hier aus Flaserkalken, in denen linsenförmige Lagen eines harten, krystallinischen conglomeratischen Kalkes eingeschaltet sind. Die Oberfläche dieser Linsen trägt neben *Lima lineata* und den *Rhizocorallium commune* Sd. genannten Wülsten namentlich häufig *Ostrea decemcostata*; nach anderen Aufschlüssen zu urtheilen befinden wir uns etwa in der Mitte des Unteren Wellenkalkes. Die Röthschichten sind rothe Mergel mit Hornstein, also etwa die mittleren Schichten des Oberen Röth. Der Wellenkalk hat Str. N. 45° W., F. 15° SW., der Röth Str. N. 30° W., F. 40° SW., der weitere Verlauf der Spalte nach SO. ist nicht festzustellen.

Die andere, nördlichere Nebenspalte ist am Einschnitt zwischen Leuchtenburg und Dohlenstein Anfangs durch steiles nordöstliches Fallen des Röths angedeutet, dann schneidet sie den kleinen Pfad, der von der Burg nach dem Dohlenstein hinüberleitet; dort liegen rothe Mergel neben Wellenkalk. Ferner tritt die Verwerfung am Promenadenweg zur Leuchtenburg 100 Meter nordwestlich von seiner schärfsten Biegung wieder hervor, ist aber schwer zu erkennen. Ausschlag gebend ist die vollständige Abwesenheit der

Myophorienschichten, mit denen auch ein Theil des Unteren Wellenkalkes abgeschnitten zu sein scheint. Die Verwerfung streicht zwischen ihm und dem Röth, der nach N. fällt, hindurch. Auf ihrem nordöstlichen Flügel kommen dann die Myophorienschichten und der Röth wieder hervor, sodass sie schliesslich im Röth ausläuft, wo sie nicht weiter verfolgbar ist.

Wir kommen nun zum südöstlichen Abschluss der Störung; hier konnte sich die Kartirung nur zum geringsten Theil auf gute Aufschlüsse gründen, denn es bildeten fast allein die Lesesteine der Felder die Unterlage, ferner der Boden, die Geländeform und die Wasserläufe. Die Südspalte hatten wir bis auf die Höhe südlich vom Pfaffenberg verfolgt. Hier fallen die Schichten des Unteren Wellenkalkes, die in dem grossen Steinbruch an der Fahrstrasse noch flach nach N. geneigt waren, plötzlich scharf gegen S. ein (Str. 90° W., F. 12° S.). Wenn R. RICHTER dieses südliche Fallen darauf zurückführt, dass der Wellenkalk »unter Festhaltung des Schichtenverbandes von der Hauptmasse des Muschelkalkes, auf dem die Leuchtenburg steht, losgerissen« wurde und »beim Herabstürzen den Röth bedeckt« [1]) habe und nunmehr »unmittelbar den Oberen Chirotherienschichten des Mittleren Buntsandsteins auflagere«, so kann ich dieser Deutung nicht zustimmen. Denn gleich nach der Umbiegung der Strasse in NO. fallen die Wellenkalke bei nordwestlichem Streichen nach NO. ein. Eine Verwerfung von geringen Dimensionen, an der Strasse sichtbar, trennt die verschieden fallenden Partien. Folgen wir der Strasse weiter nach N., so tritt südwestliches Fallen auf, ein Steinbruch zeigt Unteren Wellenkalk mit Str. N. 35° W., F. 12° S. und noch nördlicher treffen wir im Röth die bereits beschriebene Südwestspalte. Die Lagerung ist also muldenartig, ein Theil des Südflügels der Mulde ist abgebrochen und gegen den stehen gebliebenen Theil verschoben. Eine Bedeckung des Mittleren oder des Oberen Buntsandsteins durch abgerissenen Muschelkalk lässt sich an keiner Stelle nachweisen. Man kann also nicht annehmen,

[1]) Geologische Specialkarte von Preussen u. d. Thüring. Staaten, Erläuterungen zu Blatt Orlamünde S. 11.

dass die ganze Masse des Pfaffenberges von dem Muschelkalk der Leuchtenburg abgerissen ist und sich nach S. auf die unteren Formationen gelegt hat, sondern man findet nur eine kleine, südlich fallende Scholle abweichend gelagert, die aber jedenfalls mit der Hauptmasse innerhalb der Hauptspalten eingesunken ist.

Die Südspalte reicht noch etwas weiter nach Südosten: Auf dem Plateau 20 Schritt südöstlich von der südlichsten Umbiegung des von Seitenroda kommenden Weges liegt eine Sandgrube im Buntsandstein, in der die grobkörnigen Schichten (in einer Zone Gerölle von bis 1 Centimeter Durchmesser) Str. W. 10° N., F. 10° NO. haben. Von hier erreicht man in nordöstlicher Richtung nach 30 Schritt eine Stelle, wo der Sand plötzlich aufhört und Röthmergel daneben auftritt. Unsere Hauptverwerfung verläuft also bereits zwischen Mittlerem Buntsandstein und Röth, sie geht dann am Abhang des bewaldeten Mittleren Buntsandsteins hin bis in den von Löbschütz nach Seitenbrück[1]) führenden Grund. Der Punkt, wo die Spalte das Thal erreicht, ist wieder in ausgezeichneter Weise durch eine Quelle bezeichnet, während weiter östlich nichts mehr von der Verwerfung wahrzunehmen ist.

Die Kartirung des Röth am Südostabhang des Pfaffenberges ergab, dass er auf der Südseite viel weiter herabreicht, als Schmid angiebt. Am Weg vom Löbschützer Grund nach Seitenroda liess sich an der Umbiegung nach NW. eine Verwerfung zwischen Mittlerem Buntsandstein nordwestlich und Röth südwestlich constatiren, die ohne Zweifel mit den Störungen zwischen Leuchtenburg und Pfaffenberg in Verbindung gebracht werden muss. Die Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein geht dem genannten Weg ungefähr parallel, schneidet aber nördlich nach der Südwestecke des Dorfes Seitenroda hinüber. Bedenkt man, dass auch hier die unteren Röthschichten fehlen, dass nur rothe Mergel mit Hornstein anstehen, so kommt man dahin, diese Röthgrenze als Verwerfung zu betrachten. Dasselbe gilt von der gleichen Grenze zwischen der Endigung der Südspalte und der vermutheten südöstlichen Fortsetzung der Südwestspalte, welche

---

[1]) a. a. O. Blatt Kahla.

vielleicht auch als Verwerfung aufgefasst werden kann, denn es fehlen auch hier die charakteristischen Schichten des unteren Röth.

Wir hätten dann einen von Spalten gebildeten Abschluss der Störung im SO., man kann aber nicht sagen, ob die beiden abschneidenden Spalten nur parallele Querbrüche darstellen, südöstlich derer die NW.—SO.-Spalten weiter verlaufen. Wäre dies richtig, so müsste vor allen eine Verlängerung der Südspalte gefunden werden, da diese die grössere Sprunghöhe hat. Sie konnte aber weder in dem Thal nachgewiesen werden, das in ihrer geraden Fortsetzung liegt, noch in den übrigen Seitenthälern des Löbschützer Grundes. Da auf den Höhen des Mittleren Buntsandsteins mit den Aufschlüssen auch leitende Horizonte ganz fehlen, so konnte nur festgestellt werden, dass der Röth im SO. ganz fehlt, dass die Schichten des Mittleren Buntsandsteins meist flach nach NW. fallen und auf dem in der Störungsrichtung liegenden Gebiet häufig nordwestliches Streichen bei südwestlichem oder nordöstlichem Fallen besitzen. Es wäre also nicht ausgeschlossen, dass noch eine, wenn auch sehr abgeschwächte Fortsetzung stattfindet. Auch das Streichen der Sandsteinbänke auf der Höhe südöstlich bei Seitenroda scheint dafür zu sprechen. Obwohl nun in dem weiten Buntsandsteingebiet bis Neustadt a/O. alle Anhaltspunkte fehlen, wurde doch der Versuch gemacht, dort in dem Unteren Buntsandstein und Zechstein das Spaltensystem wieder zu entdecken. Da das Resultat ein negatives war, sollen die einzelnen Beobachtungen hier nicht mitgetheilt werden. Die durch Erdfälle überall dislocirten Plattendolomite gestatten bei dem häufigen Wechsel im Streichen und Fallen keinerlei sichere Beobachtungen, und es konnte daher weder im Zechstein, noch in dem nicht aufgeschlossenen Buntsandstein eine Fortsetzung erkannt werden. Damit wird es zugleich unwahrscheinlich, dass der Greizer Muschelkalkrest[1]) mit der Störung zusammenhängt. Diese Scholle ist vom nächsten Muschelkalk 40 Kilometer entfernt, die

[1]) K. Th. Liebe, »Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens«. Abhandlungen zur geolog. Specialkarte von Preussen u. d. thüring. Staaten, Band V S. 62. Derselbe: »Erläuterungen zu Blatt Gera« der geologischen Specialkarte von Preussen u. d. thüring. Staaten.

Spalte streicht dort N. 75° O., parallel der Verwerfung Probstzella-Gräfenthal, wonach sie mit der Leuchtenburgstörung wahrscheinlich nicht zusammenhängt.

Ueberblicken wir das ganze rechtssaalische Gebiet noch einmal aus der Vogelschau, so haben wir einen Höhenzug von ungefähr 2 Kilometer Länge und bis 1 Kilometer Breite. Sein geotektonisches Bild ist derart, dass wir zwischen den nördlich und südlich der Randspalten gelegenen Buntsandsteingebieten Muschelkalk in einem Graben eingesenkt und in gleiches Niveau mit dem Buntsandstein gebracht sehen; aber zwischen dem Pfaffenberg und Dohlenstein hier und der Leuchtenburg dort stand ehemals ein schmaler Horst, dessen Gesteine dem Röth angehören. Anders das orographische Bild: der geotektonische Graben ist zum orographischen Horst, der tektonische Horst zur orographischen Einsattelung geworden. Die erodirenden Kräfte haben schneller gewirkt in den weichen, mergeligen und lockeren, sandigen Gesteinen des Buntsandsteins, als in den widerstandsfähigeren Kalken des Muschelkalks.

Wir wenden uns nun dem linkssaalischen Gebiet zu und beginnen wieder mit der südlichen Hauptspalte. Verlässt man Kahla von der Ueberbrückung des Reinstädter Baches in westlicher Richtung, so durchschneidet der Weg nach Greuda den Mittleren Buntsandstein und alte Saalschotter, die auch die ganze Fläche westlich der Stadt bis an den Fuss des Galgenberges bedecken. Den Heerweg überschreitend folgen wir dem Weg nach Zwabitz durch eine Hohle auf das Plateau und wenden uns nördlich auf dem ersten Wege dem Hornissenberg zu. Während auf dem unteren Theil des Weges Mittlerer Buntsandstein in festen Bänken ansteht, tritt im oberen Unterer Wellenkalk auf. Im Felde 100 Meter östlich von diesem Aufschluss wurde dieselbe Verwerfung durch Bohrungen mit dem Handbohrer gefunden, die Sprunghöhe der Verwerfung berechnet sich auf etwa 100 Meter. In dem Wasserriss, der von der Vereinigung der nach Zwabitz führenden Wege nach N. führt, ist die Störung wieder zu erkennen.

Der Untere Wellenkalk hat hier Str. N. 45° O., F. 12° NW., der Mittlere Buntsandstein ist nicht aufgeschlossen, kommt aber etwas westlich unter der Lehmdecke der Felder zum Vorschein, wo er auch durch Bohrung abgegrenzt werden konnte. Auf dem Feldweg, der hier senkrecht zur Strasse nach N. führt, kommt die Nähe der Spalte durch unregelmässige Lagerung schön zum Ausdruck, indem mehrere Schollen mit ganz verschiedener Streich- und Fallrichtung neben einander liegen. Ein aufgelassener Steinbruch bietet weiter westlich ein vorzügliches Bild der Verwerfung: es grenzt rother Mergel des Röth an den Schaumkalk x, die Spalte hat Str. N. 45° W., F. 45° NO., der Schaumkalk Str. N. 45° W., F. 10° NO., der Röth Str. N. 40° W., F. 31° NO. Der sehr eisenschüssige Schaumkalk wird beim Verwittern dunkelbraun und zerfällt zu einem losen Sand, daher ist er als Baustein unbrauchbar; das Eisen wurde von der Spalte aus infiltrirt, es entstammt wohl den Röthmergeln. Auf dem Wege, der vom Steinbruch nach S. führt, stehen graue Mergel und Dolomite mit *Myophoria costata* an, die Schichten fallen 45° NO., es scheinen Bänke des Mittleren Röth vorzuliegen, die Sprunghöhe wäre dann ca. 100 Meter.

Nordwestlich vom Steinbruch tritt Mittlerer Muschelkalk neben den Röth, in den Wasserrissen ist die Verwerfung gut wahrzunehmen. Je weiter nach W., desto höher reicht der Röth am Abhang hinauf, desto mehr nimmt der Mittlere Muschelkalk an Ausdehnung ab. Wir überschreiten den nächsten Querweg und gelangen in einen grösseren, tiefen Wasserriss, in welchem zum letzten Male Röth an der Südspalte auftritt. Während bisher nordöstliches Fallen vorherrschte, treten jetzt veränderte Fallrichtungen auf: die Schichten des Mittleren Muschelkalkes nördlich an der Spalte fallen nach SW. ein, die des Unteren Wellenkalks weiter südlich zeigen dasselbe Fallen. Die gebogene Grenze des Röth gegen den Muschelkalk ist wohl durch das Vorhandensein kleinerer Spalten zu erklären, die den Wellenkalk in mehrere kleine Schollen zerlegt haben, deren Gruppirung die eigenthümliche Grenzlinie zu Stande brachte. Der nun westlich folgende Theil der Störung bis zu einer Höhe in der nördlichen Verlängerung des das Dorf Zwabitz im W. begrenzenden Fahrweges ist

seiner verwickelten Lagerung wegen einer eingehenderen Darstellung werth.

An dem Wege, welcher Zwabitz östlich begrenzt, streicht der Untere Wellenkalk in wallartig aufgerichteten Kämmen aus mit Str. N. 8⁰ W., F. 50⁰ S. Ganz anders liegen die Schichten in dem westlich angrenzenden Wasserriss; hier fallen die Wellenkalke und conglomeratischen Bänke des Unteren Wellenkalkes in offenbarem Zusammenhang mit den Myophorienschichten bei Str. N. 45⁰ W. nach NO. ein. Aufwärts werden sie von einer kleinen Spalte durchschnitten, fallen dann abermals nach NO. und sind schliesslich an einer Spalte aufgerichtet, jenseits deren Zellendolomit ansteht. Die Hauptspalte schneidet demnach zwischen Unterem Wellenkalk und Mittlerem Muschelkalk durch. In dem Wasserriss, der genau N. — S. auf die Dorfkirche zuläuft, haben die Myophorienschichten Str. 30⁰ W., F. 14⁰ NO., aber kurz vor der Stelle, wo ein Graben von SW. mündet, nehmen die Schichten des unteren Wellenkalkes entgegengesetztes Fallen an, das sich sehr schnell bis zu saigerer und sogar noch etwas überkippter Stellung steigert. Oberhalb stehen nochmals Myophorienschichten an, die Lagerung ist also muldenförmig; statt dass aber im oberen Theile des Risses unter den Myophorienschichten der Röth nochmals hervorkommt, treten Wellenkalke auf, die nördlich mit bedeutender Verwerfung an Mittleren Muschelkalk stossen, dessen mergelige Schichten nicht aufgeschlossen sind. Es lässt sich schwer entscheiden, ob die Myophorienschichten nach dieser Verwerfung hin unter den Wellenkalk einschiessen oder ob sie von ihm durch eine Spalte getrennt sind. Auf der Karte ist das letztere angenommen, da es mit Rücksicht auf die Lagerung der Werksteinbänke nothwendig wurde, diesen Wellenkalk als oberen zu betrachten. Die Werksteinbänke treten am Abhang innerhalb der beiden Spalten in drei verschieden gelagerten Partien auf, die durch Querspalten von einander getrennt erscheinen. Daher stellt vielleicht der keilförmige Complex eine solche Scholle vor, die sich von den älteren Schichten beim Absinken der Hauptmasse nur theilweise ablöste und im östlichen Theil noch mit dem Röth im Verband blieb, während der westliche tiefer einsank. Ausser-

dem wurde dieser Keil durch Querbrüche in drei kleine Schollen zerlegt, sodass die Werksteinbänke von W. nach O. in immer tieferes Niveau gelangen und der Schaumkalk nur im Osten in einer kleinen Partie erscheint. Die muldenartige Lagerung südlich von diesen Störungen geht nach W. in allgemeines Fallen nach NW. über, wie es die Werksteinbänke an den Abhängen nordwestlich von Zwabitz auffällig zeigen. Nach W. vereinigen sich unsere Spalten und keilen sich aus, im Oberen Muschelkalk ist keine Fortsetzung zu finden. Die Störung ist aber nicht zu Ende, sie wird nur von einer südlicher gelegenen Spalte abgelöst, mit der sie jedoch durch keine Querspalte verbunden ist. Vergl. Profil 2, Taf. VI.

Es ist diese südliche Spalte die von Zwabitz nach Plinz (früher Unt. Reuscher Mühlen) führende Verwerfung, die SCHMID bereits auf Blatt Kahla eingetragen [1]) und östlich bis hinter Löbschütz verfolgt hat.

Steht man auf der Strasse am Südostende von Zwabitz, so sieht man im NW. an der gerade vorliegenden Höhe die Verwerfung in aller Klarheit an der Grenze des Röthes gegen den Muschelkalk. Zu unterst durchschneidet die Spalte den Röth, dann tritt Unterer Wellenkalk neben Röth und weiter die Werksteinbänke neben Unteren Wellenkalk. Die Verwerfung trifft dann den Zwabitzer Fahrweg da, wo Mittlerer Muschelkalk von N. an Unteren Wellenkalk herantritt. Nahe der höchsten Erhebung berühren sich Oberer Muschelkalk und Unterer Wellenkalk, die Sprunghöhe ist also bedeutend. Beträgt dieselbe an der Werksteinbank auf dem Rücken westlich Zwabitz 40—50 Meter, so ist sie bei 1056 Fuss Höhe auf etwa 100 Meter gestiegen. Weiter westlich kommt dann der Mittlere Muschelkalk wieder hervor, nordwestlich von dem Altenbergaer Fahrweg stösst Zellendolomit an die oberen Schichten des unteren Wellenkalks. Sobald dann der Fussweg nach W. biegt, tritt die Spalte in die Waldungen ein und bleibt fortan weniger sichtbar.

---

[1]) Geol. Specialkarte von Preussen u. d. Thüringischen Staaten, Erläuterungen zu Blatt Kahla S. 9.

Durch das Einsinken von Muschelkalk neben Muschelkalk wird der N.-Abhang des Altenbergaer Grundes ganz besonders steil. In dem Thal, welches in diesen Grund 1400 Meter oberhalb Altenberga von S. mündet, bildet Oberer Wellenkalk an der Strasse den Untergrund, darüber folgen Schaumkalk und Dolomite des Mittleren Muschelkalks. Diese werden durch Verwerfung getrennt von Unterem Wellenkalk, an diesen schliesst sich normal der übrige Untere Muschelkalk. Der westlich an der Strasse anstehende Schaumkalk hat Str. N. 45° W., F. 10° N. Weiter nach Plinz zu, ehe die Strasse sich wieder senkt, fällt der Mittlere Muschelkalk nach NO. ein, während etwas westlich Unterer Wellenkalk nach SW. fallend auftritt. Hierauf wird die Spalte durch Alluvium verdeckt, erst an der Höhe, an die sich das Dorf Plinz anlehnt, ist sie wieder zu beobachten. Hier stossen nacheinander die Schichten des Unteren Muschelkalks scharf ab gegen die dem Mittleren angehörigen Schichten über dem Schaumkalk und Dolomite. Auch hier wechselt öfters Streichen und Fallen, indem das Gestein durch Nebenspalten zerklüftet ist.

Folgen wir unserer S.-Spalte auf die Höhe, so zeigt sich, dass sie im westlichen Verlauf im Mittleren Muschelkalk bereits verschwindet. Dies kann uns nicht wundern, denn bei Plinz betrug die Sprunghöhe nur noch 50 Meter, war also wieder auf die Hälfte herabgemindert. Die Frage der westlichen Fortsetzung wird später erörtert werden, und wir gehen sogleich zur Besprechung der nördlichen Spalten über, indem wir wieder von O. nach W. vorwärts schreiten.

Der Weg vom Bahnhof Kahla nach Grenda geht von der Landstrasse zunächst westlich ab, biegt dann nach NW. um und bildet, bevor er die Höhe ganz erreicht, eine Hohle im Chirotheriensandstein, dessen Platten Str. N. 35° O., F. 10° NW. haben. Der darüber anstehende Röth bildet zwischen dem Weg und dem Unteren Wellenkalk ein schmales Band, das mit letzterem normal zusammen hängt, vom Sandstein aber durch eine Verwerfung getrennt ist. Auch hier fehlen die für den Mittleren und Unteren

Röth charakteristischen Schichten, namentlich die Fasergypse und die Tenuisbank. Verfolgt man die Grenze zwischen Röth und Mittlerem Buntsandstein nach N., so ergiebt sich das Streichen der Verwerfung als NW.—SO., sie ist ein Theil unserer Nordspalte. Sie biegt dann nach WNW. um und verläuft unter dem Diluvium auf das Dorf Greuda zu. Auf dem Fussweg nach dem unteren Dorf hat der Mittlere Buntsandstein nordöstliches Fallen und am Südostende des Dorfes tritt er so nahe an die Grenze zwischen Muschelkalk und Röth heran, dass man genöthigt ist, hier wieder die Verwerfung anzunehmen. Im Muschelkalk ist eine kleine Parallelspalte im Unteren Wellenkalk zu bemerken, am deutlichsten in dem Steinbruch, zu dem ein Weg von Greuda hinaufführt. Die Bänke des Unteren Muschelkalks haben an den Abhängen bis in den südwestlich von Greuda herabziehenden Grund bei Str. N. 45° W., F. 10—50° SW. Im oberen Theil dieses Grundes ist eine kleine Störung zu bemerken, die zu einer etwas complicirten Lagerung geführt hat, vielleicht ist sie mit der vorhin beschriebenen kleinen Spalte zu verbinden. Am Nordhang des schmalen Rückens, der sich von W. zungenartig gegen Greuda erstreckt, fallen die Werksteinbänke 40—50° S. bei Str. 45° W., die Mächtigkeit des Unteren Wellenkalks ist sehr gering. Im Röth, der sich von den fossilfreien Gypsen bis zu den rothen Mergeln mit Hornstein gut verfolgen lässt, ist von einer Spalte nichts zu constatiren. Da aber die Myophorienschichten fehlen, so geht die Verwerfung zwischen Röth und Unterem Wellenkalk hindurch und hat die geringe Sprunghöhe von 20—30 Meter, vergl. Profil 2, Taf. VI. Nach Altenberga hin setzt sie sich fort, indem nach W. immer tiefere Röthschichten neben Unteren Wellenkalk treten. Kurz vor Altenberga sind die fossilleeren Gypse nicht mehr weit von ihm entfernt[1]). Hierauf geht die Spalte am Süd-

[1]) Diese Gypse lassen sich von Greuda bis Altenberga meist in Steinbrüchen gut verfolgen (Regel, »Thüringen« I, S. 269 Anm. 2), sie sind meist von sandigen grauen Mergeln mit Pseudomorphosen nach Steinsalz bedeckt. Der Gyps erwies sich auf der Nordseite noch mächtiger, als Schmid angiebt, vielleicht sind Spalten die Ursache. Unter den Gypsen liegt noch eine Serie rother und grauer Letten und Sandsteine.

rand von Altenberga hin und überschreitet dann den Grund, wobei sie von Kalktuffen bedeckt ist. Westlich vom Dorf zeigen die Abhänge des Muschelkalks zwei sehr interessante Störungen. vergl. Taf. VI, Profil 3.

In dem Thal, welches von Altenberga geradenwegs nach Rodias hinaufführt, ergiebt die Lagerung eine Störung, die wir als Fortsetzung der Nordspalte betrachten dürfen. Im unteren Theil treten starke Quellen hervor, die ich mit der Verwerfung in nächste Beziehung bringe. Weiter oben tritt dann die Verwerfung zunächst an der Grenze zwischen Myophorienschichten und Unterem Wellenkalk hervor, denn die Myophorienschichten reichen südlich der Spalte höher, als nördlich und dasselbe Verhalten bieten die Werksteinbänke dar, welche beiderseits des Wasserrisses, in dem die Spalte läuft, nach SW. fallen. Der Schaumkalk verhält sich anders, denn er geht am Südhang mit einer Biegung nach NW. zur Verwerfung herüber, wobei sein Fallen nach NO. gerichtet ist. Eine Nebenspalte scheint daher zwischen ihm und den Werksteinbänken längs des Südhangs hindurchzusetzen. Die Spalten dieses Thales verlieren sich auf der Höhe im Mittleren Muschelkalk und es bleibt nur eine Neigung der Schichten nach SW. ohne Spaltung.

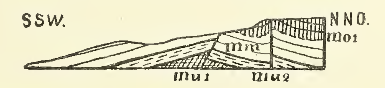
Von dem Wasserriss am Nordhang des Thales ziehen sich die Werksteinbänke herauf nach der gegen den Altenbergaer Grund vorspringenden Höhe, wo sie plötzlich abbrechen, um erst weiter unten am Südhang mit entgegengesetztem Fallen nach SW. wieder zu erscheinen. Die Folge dieses Absinkens der Werksteinbänke in das Niveau der oberen Röthgrenze ist der eigenthümliche Anblick, den der Abhang von der Strasse im Altenbergaer Grund aus bietet. Da nämlich der Röth an dieser Stelle aufgesattelt ist, so sieht es aus, als wäre er aus der Tiefe heraufgepresst, während nur Schleppung an Spalten diese Lagerung bedingt. Gehen wir nach W. weiter, so tritt südlich Schaumkalk neben Unteren Wellenkalk nördlich, dann Mittlerer Muschelkalk neben Oberen Wellenkalk, bis der Verlauf im Mittleren Muschelkalk unsicher wird; es sind zwar Störungen vorhanden in den tiefen Wasserrissen am Südabhang des Altenbergaer

Grundes, indem oft plötzlich das Fallen der Schichten sich stark ändert, Sicheres ist aber nicht festzustellen.

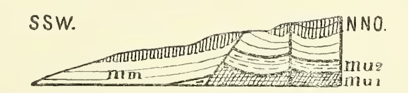
Der weiteren Betrachtung ist vorauszuschicken, dass die Störungen nach W. zu, wie wir bereits an der Südspalte sahen, immer geringfügiger werden. Ferner weicht die Kartirung nicht wenig von der SCHMID's ab, namentlich in der Verbreitung vom Oberen Wellenkalk und den Nodosenschichten — für ersteren war Schaumkalk und Terebratelkalk (Werksteinbänke) leitend, für die letzteren der *Ceratites nodosus* —.

Am Abhang südlich Rodias tritt der Trochitenkalk des oberen Muschelkalks auf. Seine östliche Grenze gegen Mittleren Muschelkalk muss durch eine Verwerfung erklärt werden, die N.—S. streicht und vielleicht als Querspalte bis zur Südspalte hinüberreicht. Die Trochitenbänke dicht südlich bei Rodias fallen 45° SW., die etwas tiefer anstehenden flach SW. und zwischen beiden tritt Mittlerer Muschelkalk auf, der sich nur mit den oberen Bänken vereinigen lässt. Da sich diese Lagerung durch Sattelung

Profile durch den Südhang des Altenbergaer Grundes bei Rodias.



mm = Mittlerer Muschelkalk. mo1 = Trochitenkalke.
mu1 = Unterer Wellenkalk. mu2 = Oberer Wellenkalk.



mm = Mittlerer Muschelkalk. mo1 = Trochitenkalke.
mu1 = Unterer Wellenkalk. mu2 = Oberer Wellenkalk.
1 : 25000.

allein nicht erklären lässt, so muss man hier eine Spalte annehmen, in deren südlichem Flügel die Schichten dem Thale zufallen. Eine zweite, parallele Spalte scheint etwas nördlich das entgegengesetzte Fallen der Trochitenbänke am Südwestausgang von Rodias zu bedingen. Auf dem Plateau nordnordöstlich von Plinz liegen

noch die Unteren Nodosenschichten auf den Trochitenbänken, welche von dem noch höher hinauf anstehenden Trochitenkalk durch wenig Mittleren Muschelkalk getrennt sind. Dieser fällt in einer Grube, wo man Gyps zu brechen versuchte, unter 80° nach SW.; auch hier scheint die von Rodias herkommende Spalte fortzusetzen. Noch westlicher gelangt sie in ältere Schichten. In dem Wasserriss, der von der Glückmühle im oberen Altenbergaer Grund nach N. zieht, fallen die Schichten des Unteren Muschelkalks 20° SW., werden aber nicht weit von dem von Rodias nach W. hinabführenden Fahrweg von einer Spalte abgeschnitten. Nördlich stösst an diese Mittlerer Muschelkalk, steil nach NO. fallend, darauf lagert der obere Muschelkalk ungestört.

War bis Rodias der südliche Theil an der Spalte abgesunken und hatte bei Rodias selbst die Lagerung einen Uebergangscharakter, so erscheint weiter westlich der nördliche Theil an der Spalte abgesunken; die Verwerfung verliert also ihre Eigenschaft als nördliche Randspalte, die sie am Dohlenstein, bei Greuda und Altenberga offenbarte. Die typische Grabenversenkung ist in einen breiteren, nach W. sich immer mehr verflachenden Sattel übergegangen, der nur noch wenige, unbedeutende Spalten aufzuweisen hat, vergl. Taf. VI, Profil 4.

Verfolgen wir die Nordspalte nach W. Sie ist in dem Thal zwischen Rodias und Klein-Kröbitz an der westlichen Wand sichtbar, die Sprunghöhe beträgt aber nur noch einige Meter, am gegenüberliegenden Osthang ergiebt sich für den Schaumkalk eine Verschiebung von ca. 10 Meter. Die Spalte tritt dann am Nordhang des Kröbitzer Grundes an der Strasse zwischen Mittlerem und Oberem[1]) Muschelkalk auf und scheint schliesslich im Plateau der Nodosenschichten auszukeilen. Im Thal zwischen Rodias und Klein-Kröbitz ist noch eine wenig ausgedehnte Verwerfung eingetragen. Sie ist an dem Weg, der in WNW. nach Klein-Kröbitz führt, zwischen Schaumkalk und Mittlerem Muschelkalk zu beobachten, die Sprunghöhe dürfte 20—30 Meter betragen. Im

[1]) Die Schichtenfolge des Oberen Muschelkalks ist an der Strasse von den Gervillienschichten bis zu den Cycloides-Bänken aufgeschlossen, eine Verwechslung mit Mittlerem Muschelkalk daher unmöglich.

obersten Thal fallen die Schichten durchweg nach SW., am Rande des Plateaus aber zeigen die Trochitenkalke allgemein nordöstliches Fallen. Es entsteht so ein sattelförmiger Bau, vielleicht durch den Gyps bedingt, der im nördlichsten Winkel des Thales in einem Steinbruch abgebaut wird. Eine zweite Möglichkeit bietet die Annahme einer Spalte, die NW.–SO. streichen würde. Sie fiele in die Verlängerung der von Altenberga nach Rodias gerichteten nördlicheren Spalte, Beweise lassen sich jedoch nicht erbringen. Damit verlassen wir die Nordspalten und betrachten noch kurz die Lagerung innerhalb des Grabens und einige Nebenspalten.

Wie im Ostgebiet der Dohlenstein, so bietet im Westen der Hornissenberg ein schönes Querprofil durch die Störung. Das Profil ist symmetrischer, als das am Dohlenstein, nur ist der Röth und Buntsandstein innerhalb des Grabens mit Lehm und Geröll grösstentheils bedeckt. Der Bau des Senkungsgebiets ist flach muldenförmig; mehrere kleine Spalten durchsetzen den Muschelkalk. Nach W. zu wird der muldenförmige Bau immer deutlicher, namentlich auf der Höhe nordwestlich von Zwabitz ist er zu erkennen. Die Schichten des Trochitenkalks sind auf beiden Seiten stark nach der Mitte geneigt und in der Synklinale liegt der Nodosenkalk. Durch den Altenbergaer Grund ist dann der mittlere Theil der Störung schräg durchbrochen, der Südhang dieses Thales zeigt ein Auf- und Absteigen des Schaumkalks in langen flachen Wellen. Die Schichten im Thal der Glückmühle fallen nach SW., die Muldenlinie ist mehr südlich in das Mordthal verlegt, nachdem sie schon im Altenbergaer Grund der Südspalte immer näher gekommen war.

An dem Südhang nördlich der Glückmühle ist noch eine Störung zu nennen, kurz bevor die Strasse nach SW. umbiegt. Hier liegt Schaumkalk neben den Werksteinbänken und die Sprunghöhe entspricht fast der Mächtigkeit des Oberen Wellenkalks, also ca. 40 Meter. Diese Verwerfung ist aber nicht weiter verfolgbar, vielleicht ist sie mit der Nordspalte zu verbinden oder ersetzt

diese auf dem ihr parallelen Theil, wo die Sprunghöhe sich als sehr gering erwies.

Die Südspalte liess sich im Mittleren Muschelkalk nicht weiter verfolgen, im Oberen kommt sie nicht mehr zum Vorschein. Im Mordthal fanden sich nur zwei unbedeutende Spalten. Auf dem Plateau zwischen dem Mordthal und den Dörfern Gross-Kröbitz, Milda und Meckfeld fehlt es an Aufschlüssen, denn gleichförmig herrscht Oberer Muschelkalk und die Cycloidesbänke bilden das oberste Anstehende.

Ehe wir in westlicher Richtung weitere Anknüpfungen suchen, haben wir noch den vom Saalthal durchschnittenen Theil der Störung zu betrachten. Die Südspalte geht von der Höhe zwischen Galgenberg und Hornissenberg parallel der nach Zwabitz führenden Hohle in einer Thalrinne hinab. Am Wegkreuz steht conglomeratischer Sandstein an, der steil nach NO. fällt; er scheint am Rande der Spalte zu liegen. Diese ist dann geradlinig nach der Dohlensteinsüdspalte hinübergezogen. Die Umgebung der Kirche in Kahla steht auf Mittlerem Buntsandstein, während auf dem Bahnhof der Röth zu Tage tritt. Die Nordspalte ist nirgends direct zu beobachten, im Allgemeinen folgt sie der Grenze zwischen Mittlerem Buntsandstein und dem Geröllelehm; sie scheint auch in einer Terrainfurche zu laufen und schliesst sich an die nördliche Dohlensteinspalte an.

Innerhalb der Störung steht am Heerweg und an der Kurve 550 Mittlerer Buntsandstein an, der Röth am Bahnhof Kahla liegt aber bedeutend tiefer (ca. 100 Fuss), man muss daher die Vermuthung aussprechen, dass zwischen beiden eine N. — S.-Spalte hindurch geht. Ob diese nur einen Querbruch oder eine selbstständige Saalthalspalte darstellt, ist noch nachzuweisen. Zwischen dem Röth am Bahnhof und am Fusse des Dohlensteins scheint keine Störung vorhanden zu sein. Dass die wiederholten Bergstürze am Dohlenstein auf die Tektonik zurückzuführen sind, hat Schmid nachgewiesen [1]. Wie oben erwähnt, sind zahlreiche Spal-

[1]) Mittheilungen des Vereins für Erdkunde zu Halle 1881, S. 1 ff.

ten vorhanden, von denen aus sich der nächste Rutsch nach der Saale vollziehen wird, sobald irgend ein Anstoss erfolgt.

Doch kehren wir in das westliche Gebiet zurück, so erhebt sich die Frage, ob unsere Störung bei Gross-Kröbitz ihr Ende erreicht hat oder ob etwa westlich von dem wenig aufgeschlossenen Plateau eine Fortsetzung nachzuweisen ist. Wird sich dort ein ähnliches Verwerfungssystem mit verwandten Lagerungsverhältnissen zeigen, so wird man es unbedenklich als Fortsetzung betrachten; wenn nicht, so wird sich zum wenigsten ein letzter Ausklang der Leuchtenburgstörung in der Lagerung dort erkennen lassen.

In drei Richtungen bieten sich im Westen Anknüpfungen, denn erstens könnte die Leuchtenburgstörung in die breite Mulde Kesslar, Kranichfeld übergehen, zweitens über Meckfeld, Lossnitz, Ober-Synderstedt mit dem Tertiär auf dem Wildteich am Nordabfall des Blankenhainer Sattels in Beziehung stehen, drittens endlich könnte sie durch den Kesselberg über Blankenhain mit dem Tannrodaer Sattel in Verbindung zu bringen sein [1]).

Wir finden nun in der Richtung Kesslar-Drössnitz-Kottenhain wohl einen breit muldenförmigen Bau mit flachem Süd-, steilem Nordflügel, aber keine Verwerfungen. Am Südabfall des Kesselberges, an der kleinen und grossen Ossau, am Schafholz- und Lussenberg, überall dieselbe Lagerung, nur keine Verwerfungsspalten. Die Schichten fallen meist unter 20^0 nach SW. und verflachen rasch bis zur horizontalen Lagerung, was schon an und für sich das Vorhandensein grösserer Spalten ausschliesst [2]).

Die zweite Möglichkeit war geradlinige Fortsetzung in der Richtung Meckfeld [3]), Milda, Lossnitz. Was hier besonders eine

---

[1]) Man vergleiche zum folgenden: Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten Blatt Blankenhain, Kranichfeld, Osthausen.

[2]) Dies hat E. Zimmermann auf Blatt Stadt Ilm bereits bestätigt, er stellt auch fest, dass die nordwestlich streichenden Mulden und Sättel häufig unsymmetrisch gebaut sind und dass dann der nach SW. fallende Flügel meist der steilere ist; dies trifft hier in auffälliger Weise zu. Erläuterungen zu Blatt Stadt Ilm.

[3]) Bei Meckfeld ergab sich eine Berichtigung der Karte. Der Trochitenkalk streicht vom Kesselsberg nicht hinüber nach dem von Söllnitz heraufkommenden

Aehnlichkeit mit der Leuchtenburgstörung hervorruft, ist die muldenförmige Lagerung bei nordwestlichem Streichen, am klarsten bei Lossnitz. Der Trochitenkalk fällt südlich der Linie Lossnitz-Meckfeld nach NO., nördlich davon steil nach SW., er bildet also eine NW.—SO. streichende Mulde. Diese hat eine Aufsattelung in NO.—SW. erfahren, daher bedeckt Trochitenkalk die Höhe, während zu beiden Seiten nach Meckfeld und Lossnitz hin Nodosenschichten anstehen. Bis auf eine kleine Störung nördlich Meckfeld ist von Verwerfungen nichts zu sehen. — Es ist dann noch das Tertiär bei Blankenhain zu besprechen. Der Untere Wellenkalk zeigt da, wo die Strasse von Blankenhain heraufkommt, nicht die Spalten, die man vermuthen sollte, da die Tertiärschichten hier mit 36,5 Meter Bohrung noch nicht durchsunken wurden [1]). Bei den schlechten Aufschlüssen ist es unmöglich, hier irgendwelche Spalten zu constatiren.

Die eben erwähnte Aufsattelung bei Lossnitz — nicht allzuweit finden sich ähnliche Störungsrichtungen (vgl. Blatt Apolda d. geol. Specialkarte v. Preussen etc.) — deutet darauf hin, dass die Druckwirkungen in dem Theil, der zwischen Gross-Kröbitz und Blankenhain in der Fortsetzung der Störung liegt, in zwei zu einander senkrechten Richtungen zur Geltung gekommen sind. Wir dürfen also nicht erwarten, dass hier eine glatte Fortsetzung sich findet, sondern es wird hier die der Störung zu Grunde liegende Lagerung erheblich abgeschwächt und modificirt erscheinen. Trotzdem sei noch die dritte Möglichkeit erörtert, dass nämlich die Störung in dem Tannrodaer Sattel und zwar in dessen Nordabfall nahe der Sattellinie endet. Die Schichten des Kesselbergrückens sind von Meckfeld an stark aufgerichtet, aber weder am Berg selbst, noch in dem seinen Fuss umgebenden Thale sind

---

Thale, sondern er geht mit den Höhenkurven um Meckfeld herum und biegt ebenfalls mit den Kurven nach N. um. Wo auf der Karte 1190 Fuss steht, vereinigt er sich mit dem Trochitenkalk nördlich; der somit abgeschlossene Mittlere Muschelkalk fällt den Nodosenschichten anheim, die im Graben an dem von Meckfeld nach WNW. führenden Weg anstehen.

[1]) Geolog. Specialkarte von Preussen und den Thüring. Staaten. Erläuterungen zu Blatt Blankenhain S. 12.

Spalten nachzuweisen. Die Schichten dieses Thales und des Kesselberges bilden die südöstliche schmale Fortsetzung des Tannrodaer Sattels; der Sattelbau zeigt sich sehr schön von der Strasse Kesslar-Blankenhain aus, wobei die Geländeform der drei Glieder des Muschelkalkes stark hervortritt. In diesem Sattel Tannroda-Kesselberg muss die Fortsetzung unserer Störung enthalten sein. Diese Forderung ergiebt sich aus einer zusammenfassenden Betrachtung der Blätter Kahla, Orlamünde, Blankenhain, Rudolstadt, Kranichfeld, Stadt-Remda und Osthausen, die nun folgen soll. Es sei gleich bemerkt, dass das Folgende einen Versuch bildet und nur relative Richtigkeit in Anspruch nehmen darf, zumal da es sich nur zum geringsten Theil auf Autopsie, zum grössten auf die SCHMID'schen Blätter der geologischen Specialkarte von Pr. u. d. Th. St. stützen konnte.

Drei Nachbarstörungen sind für diese Erörterung von Belang: die kleine Störung Martinsroda-Geunitz ist nach E. E. SCHMID eine der »südlichen Flanke der Leuchtenburgmulde untergeordnete« kleinere Mulde (l. c. S. 2). Auch sie zeigt jene Eigenthümlichkeit, dass der nach SW. einfallende Flügel der steilere ist, sie ist aber nur auf dem NO.-Flügel mit Verwerfung verbunden.

Weiter kommen in Betracht die Stadt-Remdaer Störungen und SCHMID's »Mulde von Leutra«, die in die Grabensenke Weimar-Göttern übergeht. Die Störungen auf Blatt Stadt-Remda sind, wie die der Leuchtenburg, durch ihren geringen Durchmesser im Verhältniss zur Längenausdehnung ausgezeichnet. Nach K. v. FRITSCH treten zwei enge Verwerfungsreihen zwischen drei breiteren Schichtensystemen auf. Die Mitte bildet der Rudolstädter Sattel, dann folgen symmetrisch die Dienstedt-Osterröder und die Ehrenstein-Zeigerheimer Verwerfungsreihe und zuletzt die Trias»platten« von Teichel und Keilhau [1]). Die Teicheler Platte geht mit schwacher Neigung nach NO. in SCHMID's westliche Fortsetzung seiner »Leuchtenburgmulde« über, die kleine Martinsrodaer Störung gehört bereits dieser an.

[1]) Geolog. Specialkarte von Preussen und den Thüring. Staaten. Blatt Stadt-Remda und die Erläuterungen dazu.

Die »Mulde von Leutra« ist durch das vereinzelte Vorkommen von Röthgyps bei Gneus und Bockedra, ferner bei Leutra und Nennsdorf durch Schichtenstörungen gekennzeichnet. Sie geht nach WNW. in den Keupergraben Weimar-Göttern über, nähere Untersuchungen über diese Störung stehen noch aus. Diese Mulde ist nach Schmid von der der Leuchtenburg durch einen »flachen Sattel« getrennt, den man den Altdorfer nennen kann. Er wäre dann die südöstliche Fortsetzung des Tannrodaer Sattels, mit dem er durch das Plateau von Zimmritz und den Kesselsberg verbunden wäre. Thatsächlich verhält sich die Sache etwas anders.

Um den Zusammenhang der genannten drei Störungen mit den Leuchtenburgverwerfungen festzustellen, wurden zwei Profile gelegt, das eine von Heilingen (Bl. Rudolstadt) über Klein-Bucha, Bodnitzberg, Leutra nach Göschwitz (Bl. Kahla), das andere von Weitersdorf und Klein-Kochberg über Schmieden (auf Bl. Rudolstadt), Kesslar, Lossnitz, Tromlitz nach Göttern (auf Bl. Blankenhain), und es zeigte sich, dass man sich diese Verhältnisse ungefähr folgendermaassen zurechtlegen kann.

Das ganze Gebiet zwischen Saale, Rudolstadt, Stadt-Remda, dem Riechheimer Berg (Bl. Osthausen), Weimar, Magdala und Leutra ist im Wesentlichen von zwei Sätteln gebildet, zwischen denen sich eine flache Mulde ausbreitet. Auch der nördlichere Sattel geht nach N. in eine flache Mulde über. Die WNW.—OSO. streichenden Mulden und Sättel sind unsymmetrisch gebaut, indem bei beiden der südwestliche Abfall sehr steil, der nordöstliche flach abgedacht ist. An den Sattellinien finden sich symmetrisch auf beiden Seiten Sattelspalten, in denen man leicht die Tendenz zur Grabenbildung wiederkennt, wenn auch nicht immer auf beiden Seiten Verwerfungen zur Ausbildung gelangt sind. Die Sattellinie des südlichen Rudolstädter Sattels — so heisse er — streicht von dieser Stadt nach Stadt-Remda, die des nördlicheren von Gumperda bei Kahla über den Kesselberg bei Blankenhain nach Tannroda und von dort nach dem Riechheimer Berg (l. c. S. 2). Die Muldenlinie zwischen beiden Sätteln verläuft etwa von Klein-Bucha bei Orlamünde über Wittersroda nach Kottenhain, wo sie nach W. umbiegt. In dieser Richtung kann man sie über Kranichfeld

ebenfalls bis südlich vom Riechheimer Berg verfolgen. Vielleicht ist die bemerkenswerthe Umbiegung bei Kesslar und Kottenhain, die auch der Tannrodaer Sattel zeigt, die Wirkung einer von NW. nach SO. wirkenden Druckkraft, die mit der NO.—SW. gerichteten eine resultirende, etwas nach N. abgelenkte Richtung lieferte, eben jene Richtung, der auch die Leuchtenburgstörung angehört. Diese ist hiernach die nördliche Sattelspalte im nördlicheren der beschriebenen grossen Sättel, dem Tannrodaer, während die Martinsrodaer Störung demselben Sattel als südliche Sattelspalte zugehört. So kann man sich die Lagerung in grossen Zügen vorstellen; eine Regelmässigkeit im Grossen, geschweige denn im Kleinen darf in diesem verwickelten Gebiet nicht erwartet werden und die eben gewonnene Erkenntniss hat bei der im Allgemeinen flachen und wenig ausgesprochenen Lagerung der Schichten einen noch etwas unsicheren Boden. Vielleicht liefern spätere Untersuchungen namentlich im N. und NO. des Gebietes neue Anhaltspunkte.

Ueber das Alter der Störung, diese höchst wichtige Frage, kann hier leider nichts Neues mitgetheilt werden. Tertiärschichten treten im eigentlichen Störungsgebiet nicht auf. Mit dem einzigen Tertiär in der Nähe, dem auf dem Wildteich bei Blankenhain, ist nichts anzufangen, denn weder seine Auflagerung auf dem Muschelkalk noch Beziehungen zu Spalten in demselben sind zu ermitteln. Man kann daher nur sagen, dass die Störung wie die meisten NW. — SO. streichenden Störungen Thüringens tertiäres Alter besitzt und es bleibt abzuwarten, ob eine genauere Altersbestimmung für andere Störungen paralleler Richtung gelingen wird. Für Thüringen nördlich des Thüringer Waldes ist sie bisher noch nicht gelungen [1]). Für das nordwestliche Deutschland hat A. v. Koenen das Alter der NW.—SO. bezüglich WNW.—OSO. streichenden Dislocationen als der mittleren Miocänzeit [2]) ange-

[1]) Geologische Special-Karte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Erläuterungen zu Stadt-Ilm, S. 56.

[2]) Jahrbuch der Preussischen geologischen Landesanstalt 1885, S. 553 etc.

hörig erkannt, das Empordringen der Basalte steht mit ihrer Entstehung in ursächlichem Zusammenhang. Die Frage nach der Entstehung der NW.—SO.-Verwerfungen im mittleren und nordwestlichen Deutschland wird jetzt allgemein dahin beantwortet, dass in der Tertiärperiode die mesozoischen Schichten durch tangentialen Druck eine Zusammenschiebung in flache, zuweilen auch steilere Sättel und Mulden erfahren haben. Die mesozoischen Massen gaben nur schwierig dem faltenden Druck nach; so entstanden viele kleinere und grössere Spalten und Spaltensysteme und ganze Gebirgstheile sanken streifenweise in die Tiefe. v. Koenen unterscheidet diese Spalten als Sattel- und Muldenspalten, die ersteren entstanden im Satteltheil, die letzteren im Muldentheil einer Falte; die Leuchtenburgstörung gehört zu den ersteren.

Am Schluss seien noch einige Bemerkungen zur Stratigraphie und anderen Verhältnissen des Gebietes gemacht. Die Grenze zwischen Mittlerem und Unterem Buntsandstein ist hier nirgends scharf zu ziehen, die Abgrenzung auf der Karte bleibt daher stets eine bis zu einem gewissen Grade willkürliche, innerhalb eines grösseren Spielraums schwankende. Beiden Gliedern fehlt es an leitenden Horizonten, z. B. sind die Karneolbänke [1]) im Mittleren Buntsandstein kein durchgehender Horizont und Gerölle, wie auch grobkörnigere Schichten, kommen in verschiedenen Horizonten vor, auch keilen die conglomeratischen Zonen meist schnell aus. Die sehr verbreitete Diagonalschichtung erzeugt ganz wechselnde Flächen, was die Beobachtungen oft unsicher macht. Der Röth ist meist durch seine obere und mittlere Abtheilung vertreten, die unteren Schichten sind nordwestlich Greuda und bei Altenberga zu beobachten. Besonders mächtig treten hier die unteren fossilfreien Gypse auf, sie bilden einen fortlaufenden Horizont und schliessen den Röth nach unten gegen den Mittleren Buntsandstein ab.

Im Unteren Muschelkalk bilden die Myophorienschichten ϱ einen guten Horizont, während die kartographische Ausscheidung

[1]) Geologische Special-Karte von Preussen etc. Erläuterungen zu Blatt Saalfeld.

der Oolithbänke α und β [1]) in unserem Gebiete nicht möglich ist, denn beide zugleich wurden an keiner Stelle beobachtet, bei Zwabitz scheinen sie ganz zu fehlen, auch die Bank β findet sich nicht in constanter Verbreitung vor. Einen sehr constanten Horizont bilden dagegen die Werksteinbänke (Terebratulabänke SCHMID's) und die meist aus 2 Bänken bestehenden Schaumkalkbänke. Der Mittlere Muschelkalk zeigt die Orbicularisschichten gut entwickelt (obwohl sie jetzt zum unteren Muschelkalk gerechnet werden, so wurden sie hier, da die Grenze gegen den Mittleren Muschelkalk verwischt, die gegen den unteren im Schaumkalk sehr scharf gegeben ist, wie bei SCHMID zum Mittleren Muschelkalk gezogen), Zellendolomit ist im Gegensatz zu SCHMID's Angaben [2]) bei Rodias und Zwabitz sehr gut ausgebildet. Südlich von Rodias am Abhang des Altenbergaer Grundes ist das Vorkommen von Schaumspath (Aragonit pseudomorph nach Gyps) zu erwähnen; er findet sich im plattigen Dolomit eingesprengt und ist durch lebhaften Schimmer weithin erkennbar. SCHMID fand dasselbe Mineral auf Blatt Blankenhain [3]) in Mergel eingeschlossen und hat es als »Schaumkalk von Lengsfeld« ausführlich beschrieben. Eine grössere Gypslinse findet sich im oberen Ende des Thales zwischen Rodias und Klein-Kröbitz (auf Blatt Blankenhain). Es sind porphyrartige und fasrige, helle bis dunkele Gypse, welche in grossen Platten gebrochen und zum Belegen von Hausfluren etc. verwendet werden. Der Trochitenkalk ist vielfach als Oolith ausgebildet. Die Nodosenschichten beginnen mit dolomitischen Platten, die leicht zu Verwechslung mit Mittlerem Muschelkalk führen können.

Von Fossilien ist *Ceratites nodosus* die beste Leitform für die Nodosenschichten, im Trochitenkalk herrscht *Lima striata* gegen

[1]) W. FRANTZEN, Untersuchungen über die Gliederung des Muschelkalks etc., Jahrbuch der Preussischen geologischen Landesanstalt 1887, S. 1 etc. R. WAGNER, Die Formation etc., Neues Jahrbuch für Mineralogie und Geologie 1888, I, S. 480. Derselbe: Beitrag zur genaueren Kenntniss des Muschelkalkes bei Jena. Abhandlungen zur geologischen Special-Karte von Preussen 1897.

[2]) Geologische Special-Karte von Preussen etc. Erläuterungen zu Blatt Kahla, S. 7.

[3]) Geologische Special-Karte von Preussen etc. Erläuterungen zu Blatt Blankenhain, S. 7.

Encrinus liliiformis bedeutend vor. *Nautilus bidorsatus* fand sich nicht nur im Oberen Muschelkalk, sondern auch im Unteren Wellenkalk am Dohlenstein, in den Zwischenschichten der Werksteinbänke am Hornissenberg, ein neuer Beweis, dass dieses Cephalopod durch den ganzen Muschelkalk hindurchgeht. In den Myophorienschichten ist *Ammonites Buchi* v. Alb. nicht selten, nur sind die Loben in Folge Verwitterung meist kaum noch kenntlich. Im Röth fand sich bei Greuda auf dem breiten Rücken über den Gypsen nach Altenberga zu die Tenuisbank Passarge's normal entwickelt, nach Greuda zu als die von demselben Autor beschriebene Stromatoporoidenfacies der Tenuisbank, deren organische Natur wohl kaum zu bezweifeln ist, obwohl man im Dünnschliff nichts von organischer Structur sieht.

Rückblick.

Fassen wir die Resultate kurz zusammen, so ergiebt sich Folgendes: Die Leuchtenburgstörung ist eine typische Grabenversenkung, die sich von Seitenroda an der Leuchtenburg über Kahla, Zwabitz, Greuda, Altenberga, Rodias, Plinz bis Gross-Kröbitz erstreckt, wo sie auskeilt. Die Störung streicht von OSO. nach WNW., ist 11 Kilometer lang und durchschnittlich 1 Kilometer breit. Betroffen sind die Triasschichten vom Unteren Buntsandstein bis zum Oberen Muschelkalk. Entsprechend der Nähe des Südostrandes der Thüringer Senke verläuft die Störung im SO. in älteren Schichten als im NW. Nachdem sich beiderseits die Störungen verloren haben, geht der Bau in den Sattel von Tannroda über, der Graben kann also als Sattelspalte aufgefasst werden. Vom Alter der Störung lässt sich nichts Neues sagen, ihre Entstehung verdankt sie denselben faltenden Kräften, wie die parallelen Störungen Thüringens, in deren Reihe sie sich vollkommen einfügt.

Vorstehende Arbeit wurde im grossherzoglichen mineralogischen Museum der Universität Jena auf Veranlassung des Herrn Prof. Dr. G. Linck ausgeführt.

Es sei mir gestattet, auch an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. G. Linck, für seine liebenswürdige Unterstützung in Rath und That meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Auch Herrn Privatdocent Dr. Steuer bin ich für seine Rathschläge zu Danke verpflichtet.

Sach-Register.

(Die Versteinerungen sind cursiv gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen etc. enthalten, und die Tafelnummern sind **fett** *gedruckt.)*

Orts-Register.

*(Die Messtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profile etc. enthalten, und die Tafelnummern sind **fett** gedruckt.)*

Druckfehler und Berichtigungen.

Seite XXIX	Zeile 11	von oben lies:	»*caespitosum; auch scheint*«	statt »*caespitosum*, scheint auch«.
» LVII,	» 16,	» » »	»senkrecht«	statt »entgegengesetzt«.
» 113*,	» 19,	» » »	»CO_2«	» »$Si\,O_2$«.
» 132*,	» 1,	» » »	»nordöstlich«	» »nordwestlich«.
» 138*,	» 11,	» unten »	»	» »
» 145*,	» 4,	» oben »	N.—S.	» NW.-SO.

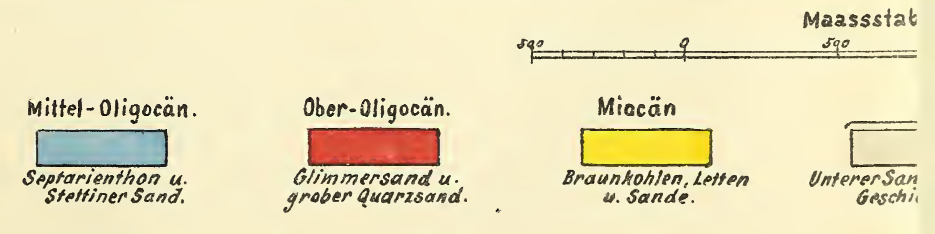
Tafel II. ϱ = Obere Grenze der Myophorienschichten in **mu** 1.

A. W. Schade's Buchdruckerei in Berlin S., Stallschreiberstr. 45/46.

Jahrb. d. Kgl. Preuss. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1897.

Das T
der Gegend zwischen Fal

von G. B



Jahrb. d. Kgl. Preuss. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1897.

Das Tertiär der Gegend zwischen Falkenberg und Freienwalde a/O.

von G. Berendt.

Maassstab 1 : 25000.

500 0 500 1000 1500 2000 Meter.

Mittel-Oligocän.	Ober-Oligocän.	Miocän	Höhen-Diluvium		Thal-Diluvium	Alluvium
Septarienthon u. Stettiner Sand.	Glimmersand u. grober Quarzsand.	Braunkohlen, Letten u. Sande.	Unterer Sand, Thon u. Geschiebemergel	Oberer Sand und Geschiebemergel.	Thalsand und Grand.	Abschlemmmassen, Torf, Schlick u.s.w.

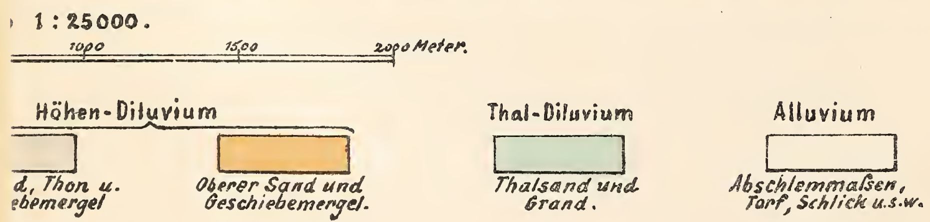


Tertiär

kenberg und Freienwalde a/O.

Berendt.

Taf I.

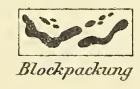


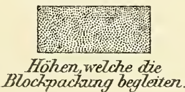
Endmoränen und Terrassen i

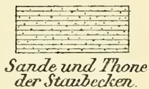
Jahrb. d. Kgl. preuss. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1897.

53° 31°30′ 31°40′

Grimnitz-See
Joachimsthaler Bogen
Alt-Hüttendorf
Schmargendorf
Herzsp
Gr. Ziethen
Ziethener Bogen
Paarsteiner Bogen
Senftenhütte
Senftenhütter Bogen
Serwest
Paarsteiner S
Bhf. Chorin
Brodowin
Golzow
Choriner Bogen
Chorinchen
Chorin
52° 54′
Britz
Lieper Bogen
Liepe
Oder-Thal
Finow-Thal
Niederfinow
Eberswalde
Hohenfinow
52° 48′ 31°30′ 31°40′


Blockpackung


Höhen, welche die Blockpackung begleiten.


Sande und Thone der Staubecken.


Höchste-Terrasse.

Maafssta

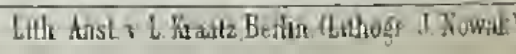
Endmoränen und Terrassen in der südlichen Uckermark.

Jahrb. d. Kgl. preuss. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1897.

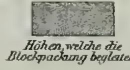
53° 31°30' 31°40' 31°50' 53°

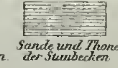
Grimnitz-See
Joachimsthaler Bogen
Alt-Hüttendorf
Schmargendorf
Herzsprung
Stolpe
Peetzig
Neu Künkendorf
Gr. Ziethen
Ziethener Bogen
Paarsteiner Bogen
Senftenhütte
Senftenhütter Bogen
Serwest
Paarstein
Lüdersdorf
Bellinchen
Paarsteiner See
Lunow
Oder-Thal
Golzow
Bhf. Chorin
Brodowin
Choriner Bogen
Chorinchen
Chorin
Britz
Lieper Bogen
Neuendorf
Oderberger Bogen
Hohensaathen
Zehden
Oderberg
Liepe
Karlstein
Finow-Thal
Oder-Thal
Neuenhagen
Niederfinow
Bralitz
Alt Glietzen
Alt Küstrinchen
Alt Rüdnitz
Eberswalde
Hohenfinow
Oder-Thal
Zäckerick

52°54' 52°54'
52°48' 31°30' 31°40' 31°50' 52°48'



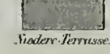

Blockpackung


Höhen, welche die Blockpackung begleiten.


Sande und Thone der Staubecken


Höchste Terrasse.


Mittlere Terrasse.


Niedere Terrasse.


Alluvium und Wasser.


Hochfläche.

Maafsstab 1:125 000.



...in der südlichen Uckermark.

Taf. II.

31°50′

53°

...rung

Stolpe

Peetzig

...Künkendorf

Paarstein

Lüdersdorf

Bellinchen

Lunow

Oder-Thal

Neuendorf

Oderberg

Hohensaathen

Zehden

Karlstein

52°54′

Neuenhagen

...ralitz

Alt Glietzen

Alt Küstrinchen

Alt Rüdnitz

Oder-Thal

Zäckerick

31°50′

52°48′

Lith. Anst. v. L. Kraatz, Berlin. (Lithogr. J. Nowak).



Mittlere-Terrasse.



Niedere-Terrasse.



Alluvium und Wasser.

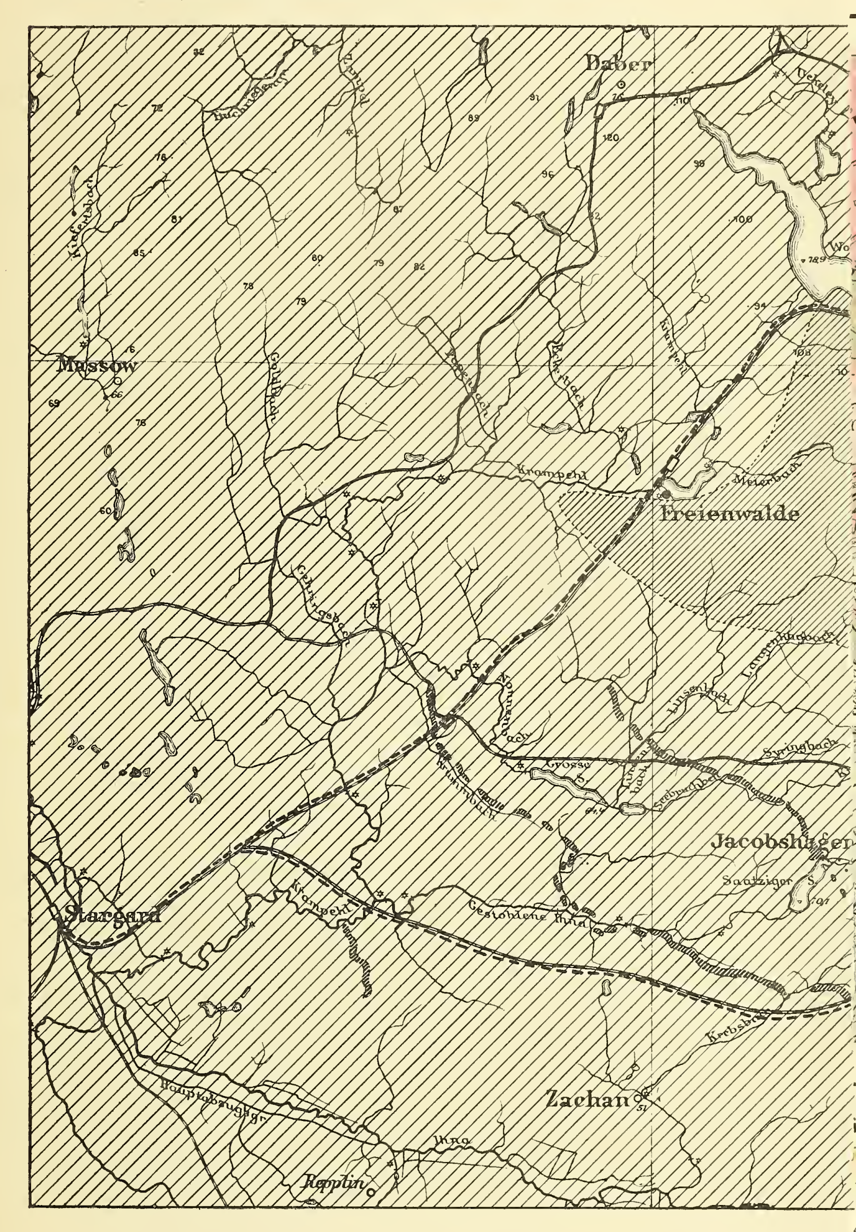


Hochfläche.

...b 1:125 000.

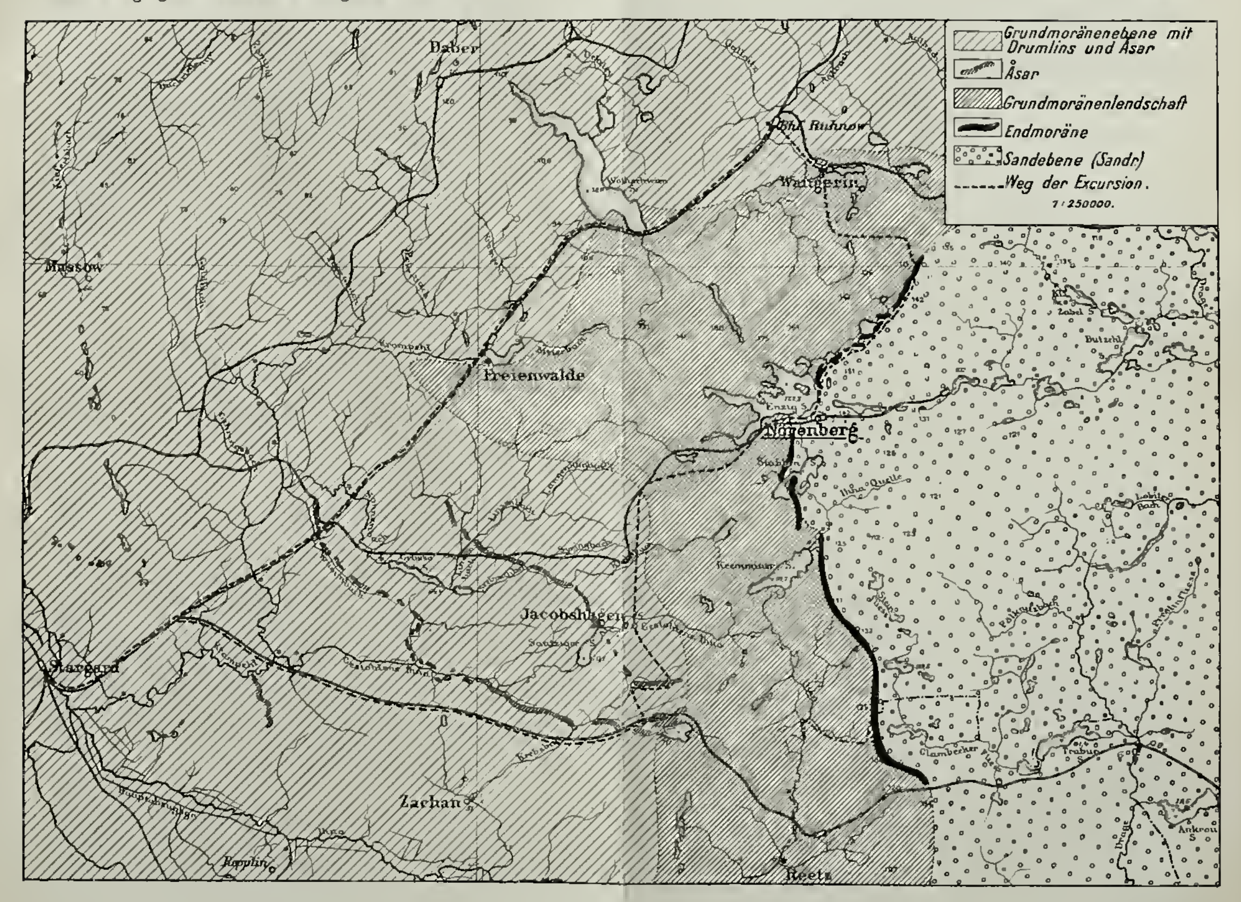
Uebersichtskarte der Moränen-Lan

Jahrb. d. Kgl. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1897.



Uebersichtskarte der Moränen-Landschaft bei Nörenberg in Pommern.

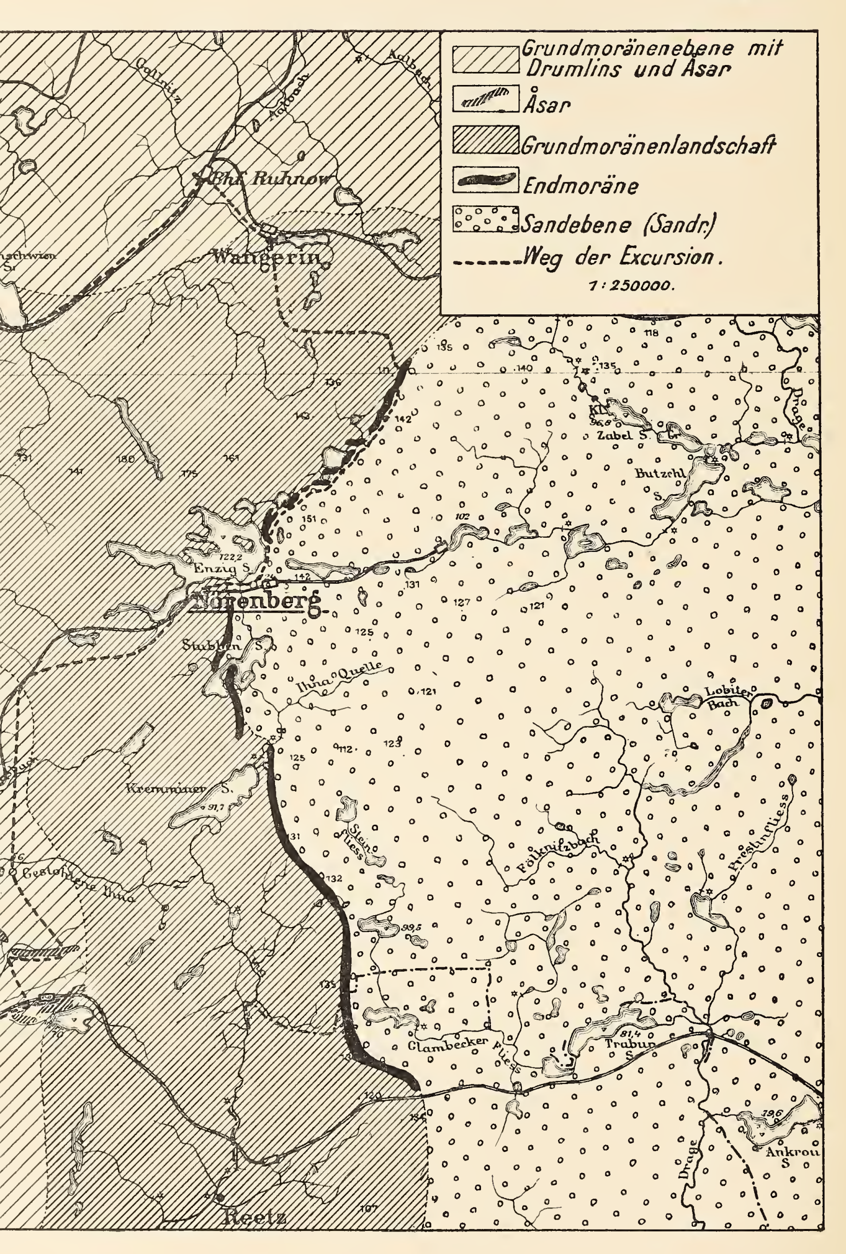
Jahrb. d. Kgl. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1897. Tafel III.





dschaft bei Nörenberg in Pommern.

Tafel III.



Geologisc

der Gegend süd

von Dr. K. K

1: 40

Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1897.

0 5 10 15

PÖ

Keller B.

Zedlitzfelde

Neuendorf

Vogelsang

Stettiner Sand.

Septarienthon,
z. Th. unter dünner Decke
von Geschiebemergel.

Unt. Dil.

Höchste -

Mittelste -

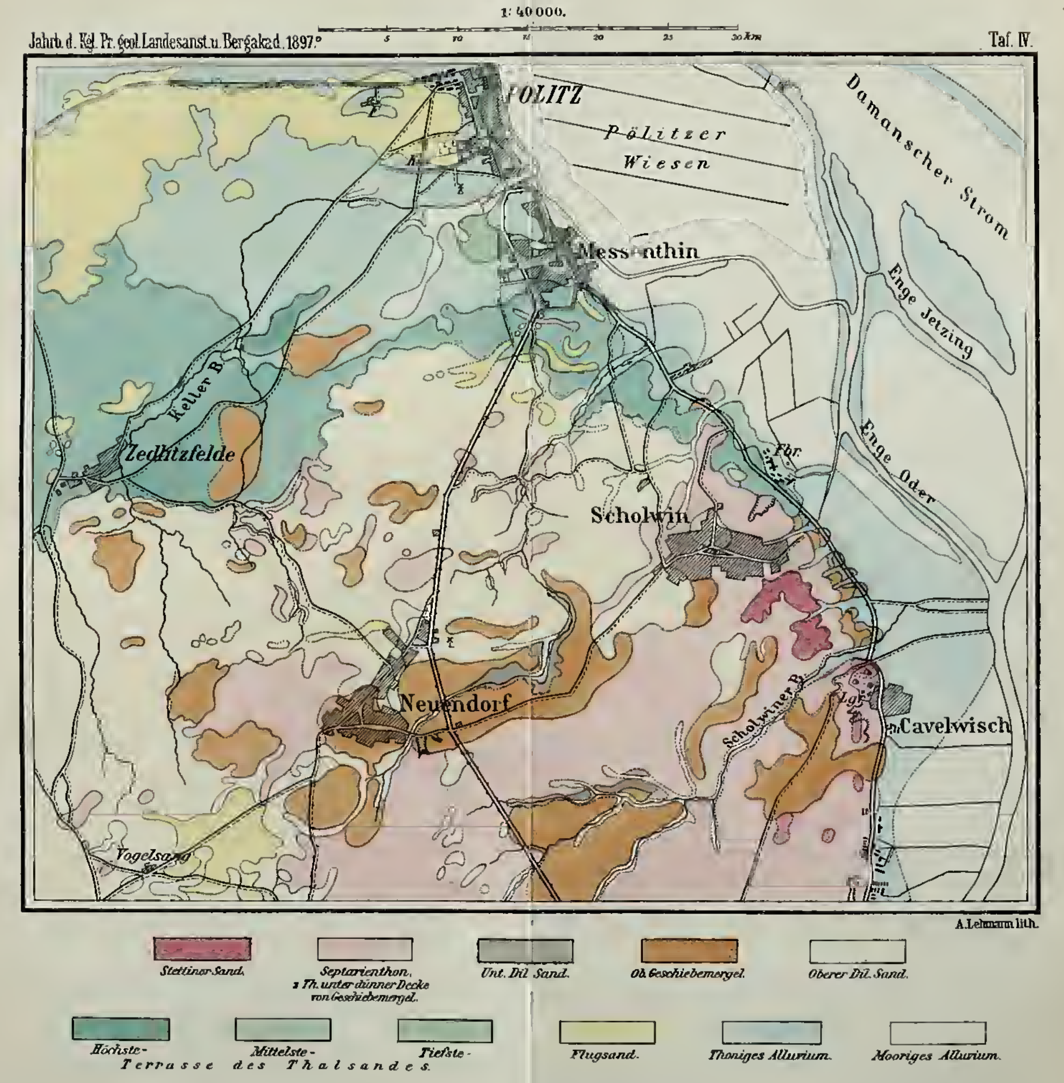
Tiefste -

Terrasse des Thalsandes.

Geologische Karte
der Gegend südlich von Pölitz

von Dr. K. Keilhack.

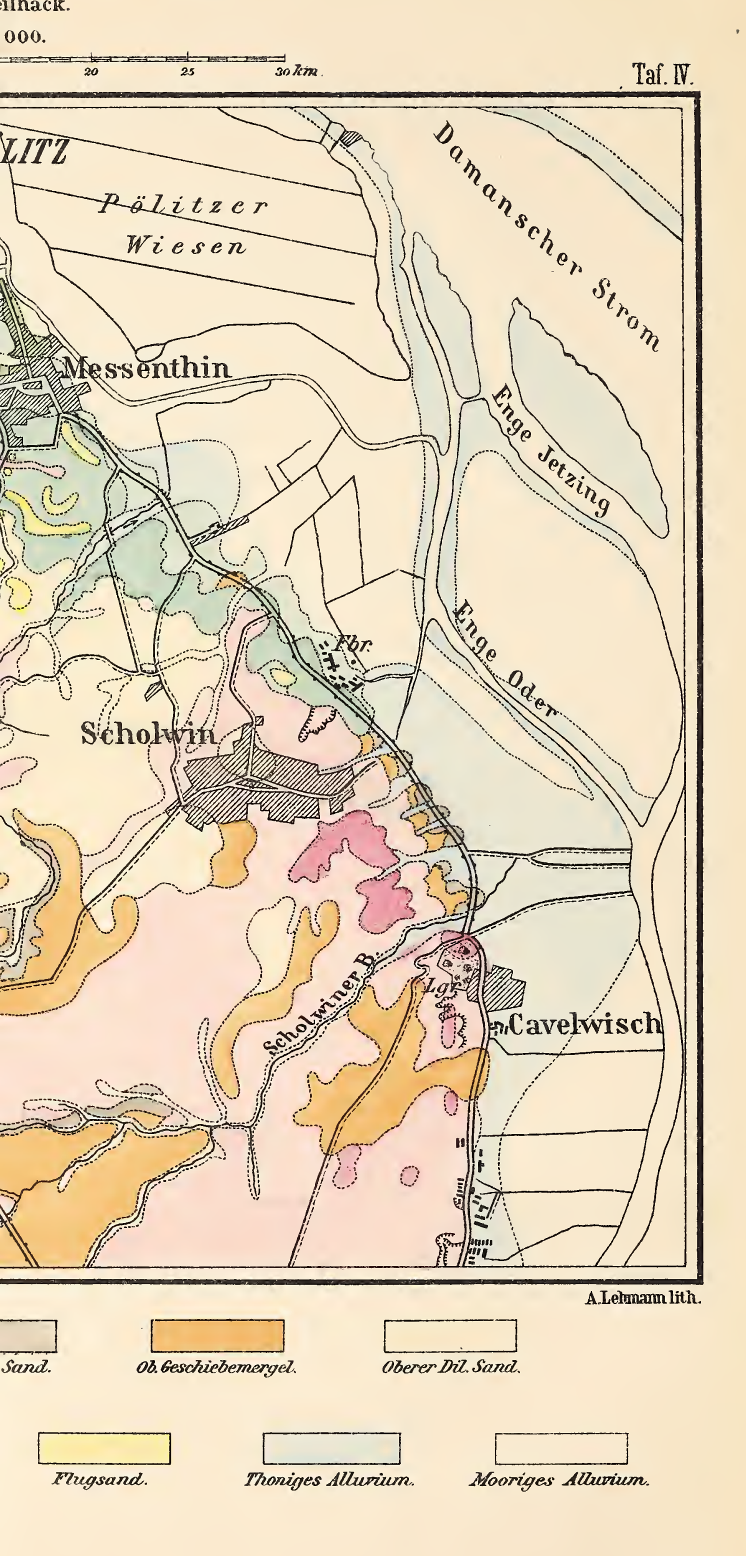
1: 40000.





he Karte
lich von Pölitz
eilhack.
000.

Taf. IV.



A. Lehmann lith.

Sand. | Ob. Geschiebemergel. | Oberer Dil. Sand.

Flugsand. | Thoniges Alluvium. | Mooriges Alluvium.

Zimmritz
Kl. Kröbitz
Gr.
Galgen B.
Rodias
Wüstung Plinz
Das Mordthal
Altenbe

mo2 mm mo1 mo2 mo1 mm mo2 mo1 mo1 mo2 d ak mm mu2 mm mu1

Unterer Buntsandstein

Su1	Su2
Rothe bröckliche Mergelschiefer u. feinkörnige Sandsteine.	Feinkörn. dünnplatt. Sandsteine, kaolinreich.

Mittl. Buntsandstein.

Sm
Sandstein mit Letten und Mergel Mittlerer Buntsandstein.

Oberer Muschelkalk

mo1	mo2
Trochitenkalk Harte, meist oolith. Kalkbänke mit Lima striata (Striatakalk, Schmid).	Kalk-, Mergel- und Schieferschichten mit Ammonites nodosus.

d1
Geschiebe - Ki

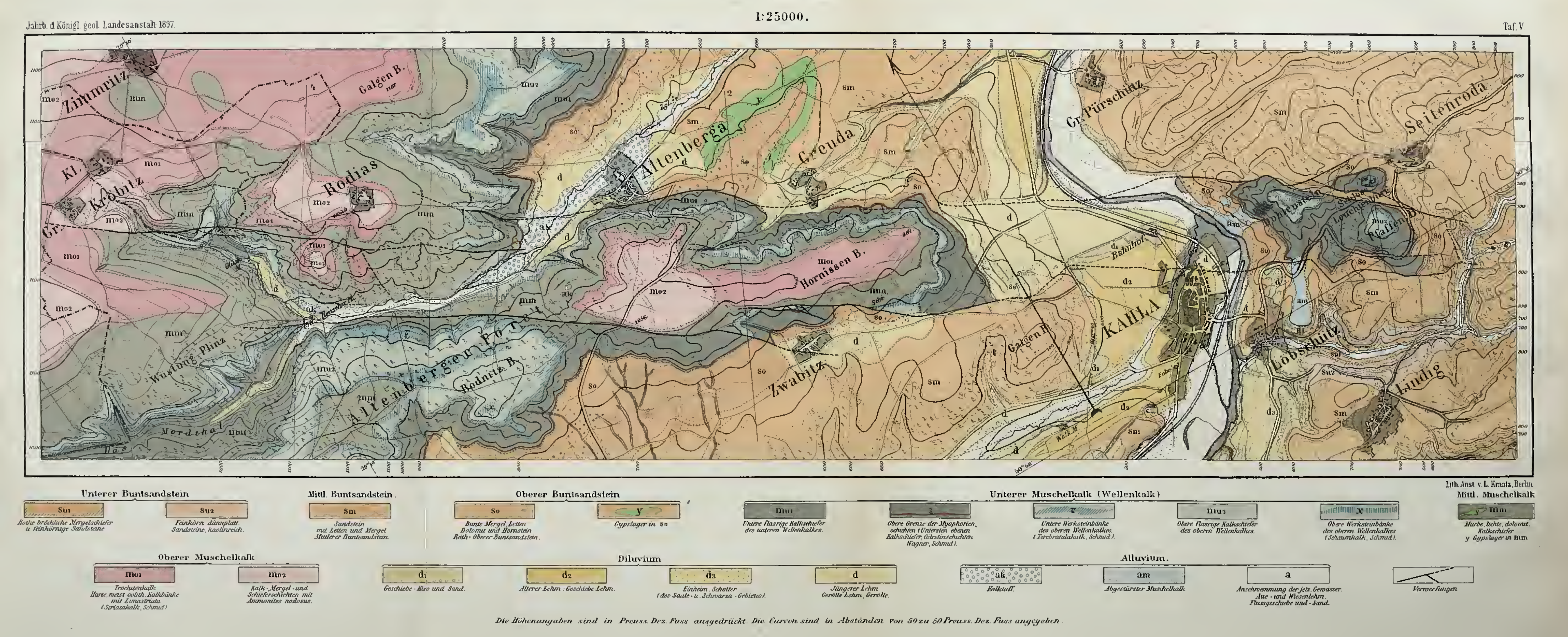
GEOLOGISCHE KARTE DER UMGEBUNG VON KAHLA i/Thür.

von E. Naumann.

1:25000.

Jahrb. d. Königl. geol. Landesanstalt 1897.

Taf. V





Lith. Anst. v. L. Kraatz, Berlin.

Mittl. Muschelkalk

...alkschiefer.
...llenkalkes.

x

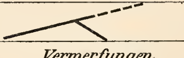
Obere Werksteinbänke
des oberen Wellenkalkes
(Schaumkalk, Schmid).



Mürbe, lichte, dolomit.
Kalkschiefer
y *Gypslager in* mm

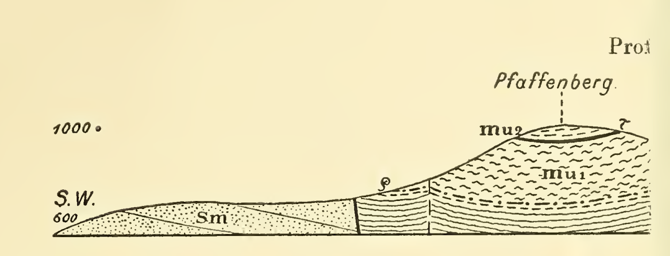
a

Anschwemmung der jetz. Gewässer:
Aue - und Wiesenlehm.
Flussgeschiebe und - Sand.



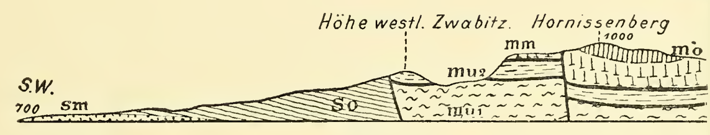
Verwerfungen.

Prof



sm = Mittlerer Buntsandstein. so = Röth. ϱ = Myophoriens
τ = Werksteinbänk

Prof



sm = Mittlerer Buntsandstein. so = Röth y = Gips im Röt
mm = Mittlerer Muschelkal

Prof

Bodnitzberg.

Altenb

1100

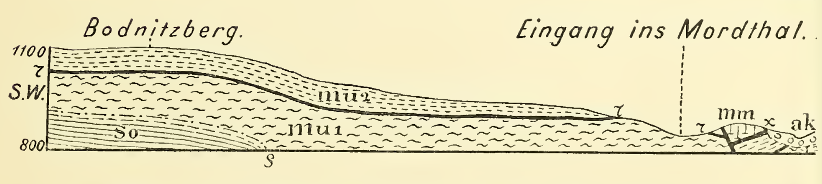
1000

S.W.

700

so = Röth. ϱ = Myophorienschichten, Obere Grenze in mu
τ = Werksteinbank. ϰ = Schaumkalk. mm =

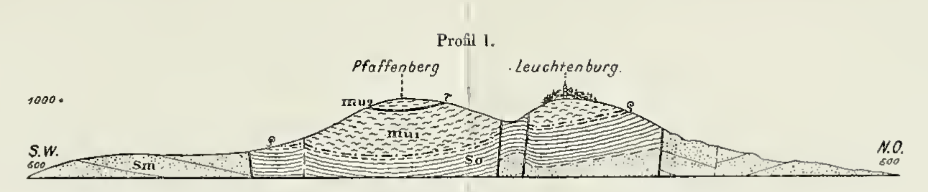
Pro



so = Röth. ϱ = Myophorienschichten, Obere Grenze in mu1. mu1 =
ϰ = Schaumkalk. mm = Mittlerer Muschelkalk. mo1 = Trochi

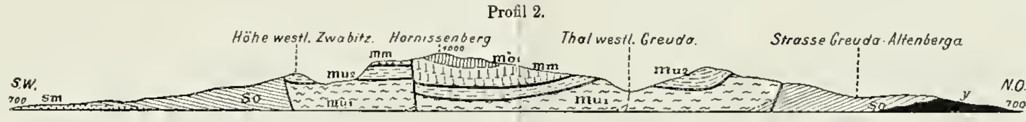
Maassstab = 1 : 12500. Hö

Profil 1.



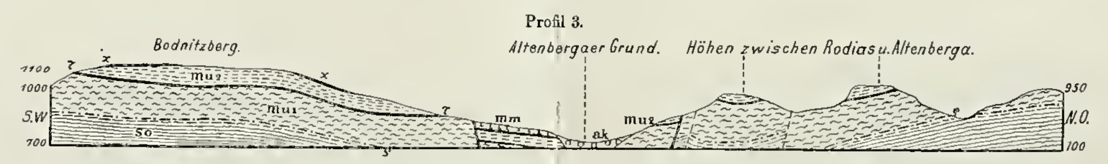
sm = Mittlerer Buntsandstein. so = Röth. ϱ = Myophorienschichten, obere Grenze in mu1. mu1 = Unterer Wellenkalk. τ = Werksteinbänke. mu2 = Oberer Wellenkalk.

Profil 2.



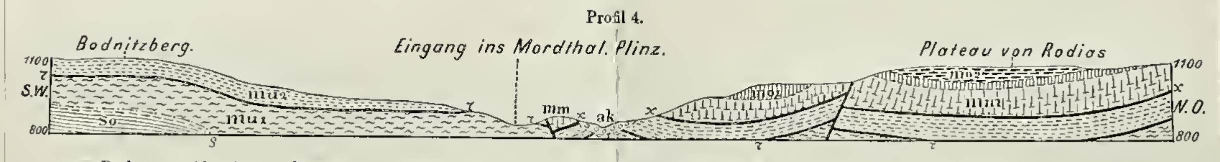
sm = Mittlerer Buntsandstein. so = Röth. y = Gips im Röth. mu1 = Unterer Wellenkalk. mu2 = Oberer Wellenkalk. mm = Mittlerer Muschelkalk. mo1 = Trochitenkalke.

Profil 3.



so = Röth. ϱ = Myophorienschichten, Obere Grenze in mu1. mu1 = Unterer Wellenkalk. mu2 = Oberer Wellenkalk. τ = Werksteinbank. ϰ = Schaumkalk. mm = Mittlerer Muschelkalk. ak = Alluvialer Kalktuff.

Profil 4.

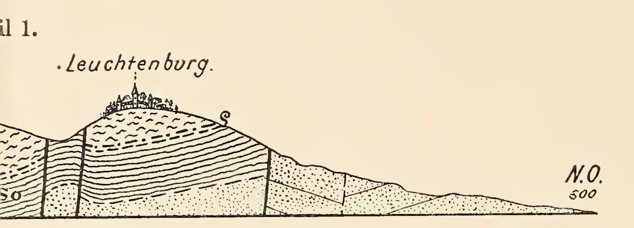


so = Röth. ϱ = Myophorienschichten, Obere Grenze in mu1. mu1 = Unterer Muschelkalk. mu2 = Oberer Wellenkalk. τ = Werksteinbänke. ϰ = Schaumkalk. mm = Mittlerer Muschelkalk. mo1 = Trochitenkalke. mo2 = Nodosenschichten. ak = Alluvialer Kalktuff.

Maassstab = 1 : 12 500. Höhen in preuss. Dec.-Fuss.

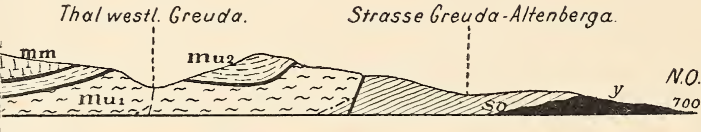


il 1.



:hichten, obere Grenze in **mu 1**. **mu 1** = Unterer Wellenkalk.
e. **mu 2** = Oberer Wellenkalk.

il 2.



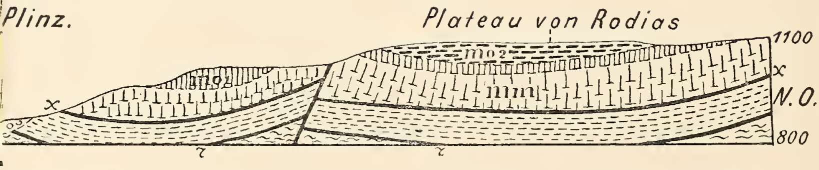
h. **mu 1** = Unterer Wellenkalk. **mu 2** = Oberer Wellenkalk.
k. **mo 1** = Trochitenkalke.

il 3.



. **mu 1** = Unterer Wellenkalk. **mu 2** = Oberer Wellenkalk.
Mittlerer Muschelkalk. **ak** = Alluvialer Kalktuff.

il 4.



Jnterer Muschelkalk. **mu 2** = Oberer Wellenkalk. τ = Werksteinbänke.
tenkalke. **mo 2** = Nodosenschichten. **ak** = Alluvialer Kalktuff.

-hen in preuss. Dec.-Fuss.

